

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Aplikovaná Geologie



Bc. Oskar Vaško

Ověření, analýza a interpretace tíhové anomálie u Žirovic v chebské pánvi

Verification, analysis and interpretation of gravity anomaly at locality Žirovice
in the Cheb Basin

Diplomová práce

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Jan Mrlina, Ph.D.

Praha, 2015

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 7. 8. 2015

Oskar Vaško

Abstrakt

U obce Žírovice poblíž Františkových Lázní v Západních Čechách se nachází nápadná záporná gravimetrická izometrická anomálie. Podobná anomálie, nacházející se na lokalitě Mýtina zhruba 17 km JV od Žírovic, byla v roce 2009 interpretována jako kvartérní vulkanická struktura typu maar-diatréma. Není vyloučeno, že žírovická anomálie a některé podobné anomálie v chebské pánvi mohou také představovat kvartérní či terciérní vulkanické struktury.

Žírovická anomálie byla proto podrobena detailnímu gravimetrickému a magnetometrickému průzkumu, na nějž navázalo geofyzikální modelování. Přítomnost vulkanické struktury nebyla v této práci prokázána, naopak byla s vysokou pravděpodobností vyloučena. Anomálie byla interpretována jako tektonicky zaklesnutý blok.

Abstract

In the vicinity of the Žírovice village near Františkovy Lázně in West Bohemia there exists a striking gravimetric isometric negative anomaly. Similar gravimetric anomaly near Mýtina, about 17 km to the SE of Žírovice, was interpreted by Mrlina et al. (2009) as a Quaternary volcanic structure of a maar-diatreme type. It is possible that the Žírovice anomaly and some other similar anomalies in the Cheb Basin may also reflect Tertiary or Quaternary volcanic structures.

For this reason we performed a detailed gravimetric and magnetometric survey, followed by geophysical modeling. The presence of a volcanic structure was not confirmed by this work, on the contrary, it was rather excluded. The anomaly was interpreted as a sunken tectonic 3D block/graben.

Obsah

1.	Úvod	1
2.	Geologická charakteristika krušnohorské oblasti.....	2
3.	Geofyzikální charakteristika západních Čech.....	6
3.1	Gravitační pole západních Čech	7
3.2	Magnetické pole západních Čech.....	8
4.	Terciérní vývoj českého masivu.....	9
4.1	Chebská pánev	10
4.1.1	Sedimentární výplň chebské pánve	10
4.1.2	Vulkanismus chebské pánve.....	12
5.	Monogenetické bazaltické vulkány	13
5.1	Vulkanická struktura typu maar	16
5.2	Maar Mýtina.....	18
6.	Stručná charakteristika použitých geofyzikálních metod	20
6.1	Gravimetrie	20
6.2	Magnetometrie	21
7.	Terénní práce	24
7.1	Geodetické práce.....	25
7.2	Gravimetrické práce	26
7.3	Magnetometrické práce	27
8.	Zpracování dat.....	28
8.1	Zpracování gravimetrických dat	28
8.2	Zpracování magnetometrických dat.....	31
9.	Modelování a interpretace	32
10.	Diskuze.....	46
11.	Závěr	48
12.	Seznam použité literatury.....	49

1. Úvod

V roce 2009 byl Janem Mrlinou a jeho kolegy objeven vulkán na lokalitě Mýtina zhruba 8 km JV od Chebu (Mrlina et al., 2009). Jedná se o první kvartérní vulkanickou strukturu typu maar-diatréma na území Českého masivu. Tato vulkanická struktura se projevuje výraznou izometrickou gravimetrickou anomálií. Podobných anomálií se však v oblasti chebské pánve nachází více a J. Mrlina předpokládá, že by mohly také indikovat vulkanické struktury. Jedna z těchto výrazných anomálií se nachází u obce Žírovice přibližně 7 km severně od Chebu.

Cílem práce je geofyzikální analýza a interpretace žírovické anomálie. V případě lokality Mýtina byl kvartérní vulkán indikován nejen gravimetrickou anomálií, ale též nápadnou morfologickou depresí a nálezy vulkanického materiálu v okolí této anomálie. V okolí Žírovic však žádný vulkanický materiál na povrch nevystupuje. Nebyl pozorován ani v okolních vrtech. Vzhledem k tomuto faktu a parametrům žírovické anomálie nelze vyloučit, že se jedná o vulkanickou strukturu terciárního stáří, jež je pohřbena v sedimentární výplni chebské pánve, která v této oblasti může dosahovat mocnosti vyšší než 100 m. Geofyzikální metody jsou tak kromě finančně nákladného vrtu jedinou možností, jakou lze přítomnost vulkanické struktury prokázat.

Práce zahrnuje detailní terénní gravimetrické a magnetometrické terénní měření a následné modelování v softwaru GM-SYS. Bylo zjištěno, že v roce 1986 již tato anomálie byla interpretována pomocí gravimetrie a vertikálního elektrického sondování jako tektonicky zaklesnutý blok (Dobeš, Hercog a Mazáč, 1986). Přítomnost magnetometrické anomálie by mohla potvrdit existenci vulkanické výplně sopečné diatrémy a zároveň vyloučit variantu Dobeše, Hercoga a Mazáče (1986).

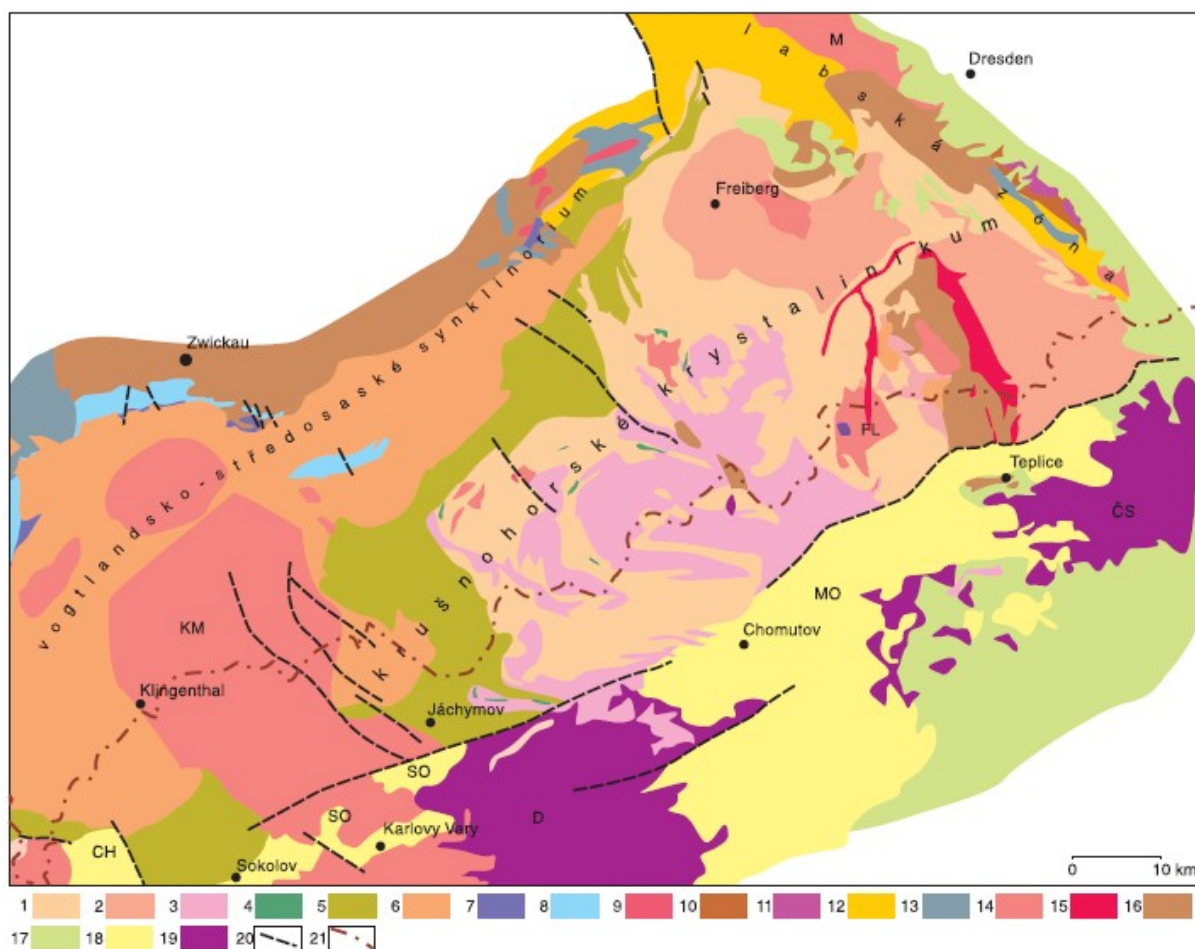
2. Geologická charakteristika krušnohorské oblasti

Krušnohorskou oblastí, znázorněnou na obr. 1, nazýváme část saxothuringika, jež na našem území vystupuje v Krušných horách, Smrčinách a v podloží oháreckého příkopu. Z hlediska užšího strukturního dělení tato oblast náleží smrčinsko-krušnohorskému antiklinoriu, jež je na SZ lemováno vogtlandsko-saským synklinoriem a na JV depresní zónou oháreckého synklinoria. Na SV je krušnohorská oblast od oblasti lugské oddělena strmým středosaským nasunutím (Mísař et al., 1983).

Podstatná část krušnohorské oblasti je zařazována ke kadomskému cyklu. Jedná se o horniny různého stupně metamorfózy. Hojně je zastoupení intenzivně zvrásněných fylitů, svorů, rul a různých typů migmatitů (Mísař et al., 1983). Metamorfóza může dosahovat až podmínek amfibolitové facie. Obecně intenzita metamorfózy a deformace klesá směrem k SZ (Kachlík, 2003).

Čisté granitoidní zastoupení se váže k variskému magmatismu. Podstatné zastoupení tvoří poměrně složitě diferencovaný komplex granitoidů smrčinského a karlovarského plutonu. Dalším výskytem jsou drobná granitoidní tělíska, která intrudovala v několika fázích v časovém rozmezí 340-290 Ma. Nejmladší granity prorážejí i permské vulkanity altenberské kry (Kachlík, 2003).

Krušnohorskou oblast lze rozdělit na jednotlivé dílčí jednotky: krušnohorské krystalinikum, smrčinské krystalinikum, svatavské krystalinikum, vogtlandsko-saské paleozoikum, chebsko-dyleňské krystalinikum, slavkovské krystalinikum a karlovarský pluton, jež je společný několika dílčím jednotkám (Mísař et al., 1983).



Obr. 1: Schematická geologická mapa krušehorské oblasti saxothuringika dle Kachlíka (2003): **1** – svory a pararuly kadomského podkladu, **2** – ortoruly kadomského podkladu, **3** – kadomské tzv. červené ortoruly, **4** – amfibolity, eklogity, **5** – pravděpodobně kambrické fylity a svory, **6** – slabě metamorfované fylity ordovického stáří s hojnými vložkami kvarcitů, **7** – silurské grafitické fylity, **8** – devonské fylity a bazické vulkanity, **9** – alochtonní ruly frankenbergské kry, **10** – proterozoické droby, **11** – kadomské granitoidy, **12** – staropaleozoické slabě metamorfované vulkanosedimentární komplexy, **13** – spodnokarbonská synorogenní klastika, **14** – variské plutonity: **KM** – karlovarský masiv, **FM** – flájský masiv, **M** – míšeňský masiv, **15** – žulové porfyry a ryolity, **16** – postorogenní permské sedimenty a vulkanity, **17** – sedimenty kříd, **18** – neogenní sedimenty: **CH** – chebská pánev, **SO** – sokolovská pánev, **MO** – mostecká pánev, **19** – terciární neovulkanity: **D** – Doupovské hory, **ČS** – České středohoří, **20** – zlomy, **21** – státní hranice.

Krušnohorské krystalinikum

Krušnohorské krystalinikum je povrchově vymezeno krušnohorským zlomem na JV. Na SV je tato jednotka omezena středosaským nasunutím. V jižní oblasti dochází ke styku s karlovarským plutonem.

Z hlediska horninového zastoupení se jedná o velmi pestrou jednotku. Hojná je přítomnost šedých a červených rul, migmatitů, konglomerátových rul a řada dalších hornin. Všechny horniny jsou pravděpodobně dvoufázově regionálně metamorfovány a intenzivně zvrásněny.

Zjednodušeně lze směrem od SV k JZ rozlišit nejstarší freiberskou skupinu, následně krušnohorskou skupinu a nejmladší skupinu jáchymovskou. Chronologický sled je do určité míry též sledem stratigrafickým. Stratigraficky lze však odlišit skupinu hermsdorfskou (Mísař et al., 1983).

Smrčinské krystalinikum

Smrčinské krystalinikum je od krystalinika krušnohorského odděleno jáchymovským hlubinným zlomem a mariánskolázeňským zlomem. Na SV je ohraničeno chebskou pánví a řadou zlomů, které ji doprovázejí. Na JZ je systémem franckých zlomů odděleno od formací platformního pokryvu. Ke smrčinskému krystaliniku řadíme i arzberskou skupinu mezi Chebem, Arzbergem a Steinachem.

Antiklinální zóna smrčinského krystalinika vystupuje na povrch v mnohem nižší míře než je tomu u krystalinika krušnohorského, což má za následek mnohem chudší horninové zastoupení. Jedná se především o svorové a fylitové horniny. Významná je přítomnost smrčinského plutonu, jemuž odpovídá biotitický, muskovitický i dvoslídny granit (Mísař et al., 1983).

Svatavské krystalinikum

Svatavské krystalinikum vymezují zlomové systémy ve směru SV-JZ, doprovodné zlomy litoměřického hlubinného zlomu a systémy ve směru SSZ-JJV, jež představují především mariánskolázeňský zlom a zlomy v sokolovské pánvi. Značná část svatavského krystalinika je ukryta pod terciárními sedimenty sokolovské pánve.

Mezi hlavní horniny svatavského krystalinika patří kvarcity, fylity a svory. Horniny jsou obecně chudší na druhy i četnost petrografických vložek (Mísař et al., 1983).

Vogtlandsko-saské paleozoikum

Vogtlandsko-saské paleozoikum je sedimentační prostor, jenž vznikl jako součást dílčích geosynklinálních brázd v saxothuringiku. Nachází se podél centrálního saského hlubinného zlomu od münchenberské rulové plotny na jihu až k saskému granulitovému pohoří na severu.

Vogtlandsko-saské paleozoikum je na českém území reprezentováno převážně horninami ordovického stáří, jež se vyznačoval sedimentací pelitů s ojedinělými polohami kvarcitů. Metamorfóza spadá do facie zelených břidlic, charakteristickými horninami jsou kvarcity, písčité břidlice a fylity (Mísař et al., 1983).

Chebsko-dyleňské krystalinikum

Chebsko-dyleňské krystalinikum se nachází západně od chebské pánve, resp. JZ od mariánskolázeňského zlomu. Na SZ dochází ke kontaktu s arzberskou skupinou, jež se přiřazuje k plášti smrčinského plutonu.

Chebské krystalinikum je tvořeno převážně fylity a hojnými kvarcitovými polohami převážně ordovického stáří. Dyleňské krystalinikum navazuje na JV část chebského krystalinika. Hlavní horninou jsou zde dvojslídne až biotitické svory (Mísař, 1983 et al.).

Slavkovské krystalinikum

Slavkovské krystalinikum krušnohorskou a středočeskou oblast, jež je značně zastřena mariánskolázeňským metabazitovým komplexem.

Charakteristickými horninami jsou biotitické ortoruly, dvojslídne pararuly až svory s polohami erlánů a kvarcitů. Hojné jsou intruze různých facií variských granitoidů (Mísař et al., 1983).

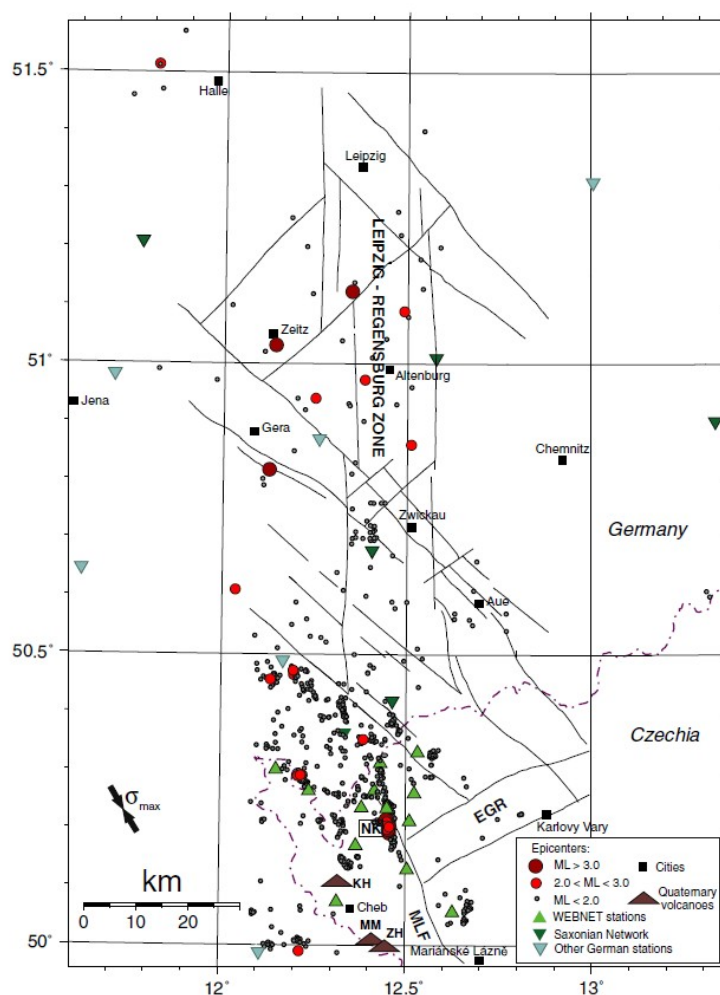
Karlovarský pluton

Karlovarský pluton je součástí krušnohorského plutonu, jež je souborem všech vulkanických i magmatických hornin variského stáří. Karlovarský pluton má vzhledem k směrným strukturám krušnohorské oblasti zřetelně příčné postavení. Dle Švancary et al. (2000) se jedná o nejrozsáhlejší granitoidní těleso celé saxothuringické zóny.

Můžeme zde vyčlenit dva hlavní typy granitoidů, starší tzv. horské žuly a mladší žuly krušnohorské. Obecně se jedná o granity a granodiority různých zrnitostí a minerálních asociací (Mísař et al., 1983).

3. Geofyzikální charakteristika západních Čech

Západní Čechy se společně s oblastí Vogtland v Německu vyznačují recentní intrakontinentální seismickou aktivitou v podobě zemětřesených rojů, doprovázenou výrony CO_2 . Periodicky se opakující zemětřesené roje mohou dosáhnout magnituda M_L 3+ u vícenásobných a M_L 4+ u jednorázových seismických rojů, nepřekračují však magnitudo M_L 5. Výzkumy této oblasti ukazují, že seismická aktivita souvisí s geodynamickou aktivitou tohoto regionu, ačkoliv povaha spouštěcího mechanismu stále nebyla jednoznačně vysvětlena (Fischer et al., 2013). Výskyty zemětřesených rojů v oblasti západních Čech lze pozorovat na obr. 2.



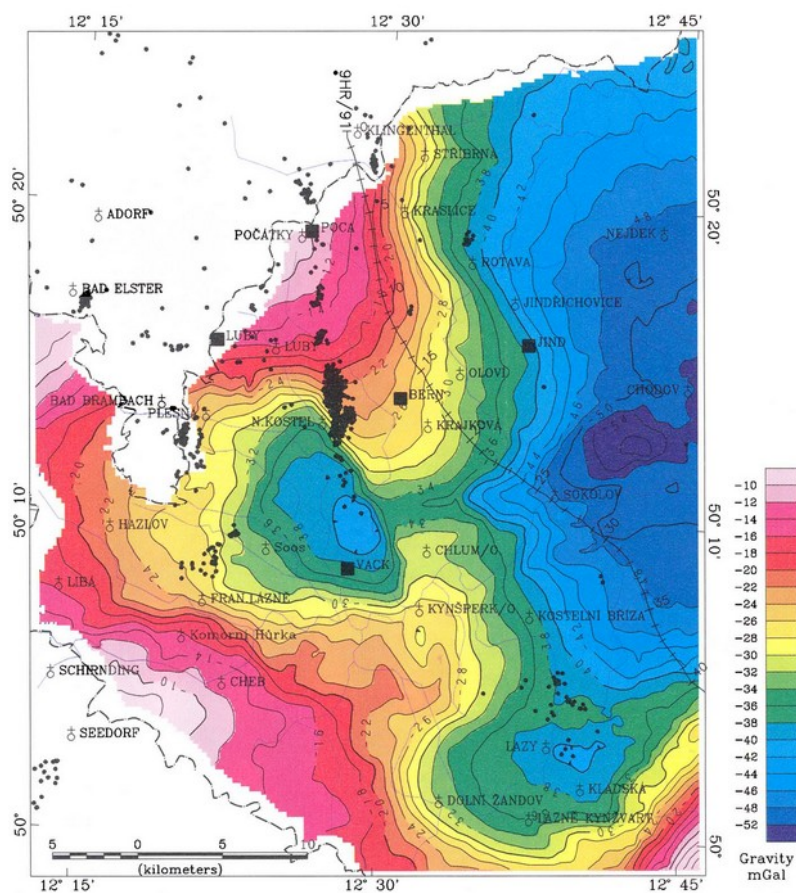
Obr. 2: Výskyt zemětřesených rojů z let 1991–2011 v oblasti západních Čech a Vogtlandu v rámci Leipzig-Regensburské seismicky aktivní zóny, upraveno dle Fischera et al. (2013). Hnědé trojúhelníčky značí kvartérní vulkány Komorní hůrku (KH), Železnou Hůrku (ZH) a maar na Mýtině (MM).

3.1 Gravitační pole západních Čech

Dominantní rozsáhlou zápornou anomálií ve východní části západních Čech způsobují lehké granity karlovarského plutonu. Účinek této regionální anomálie je zesílen lehkými sedimenty sokolovské pánve.

Františkovy Lázně, Kynšperk nad Ohří, Nový Kostel a Plesná ohraničují výraznou zápornou anomálii, způsobenou lehkými granity smrčinského plutonu a sedimenty chebské pánve.

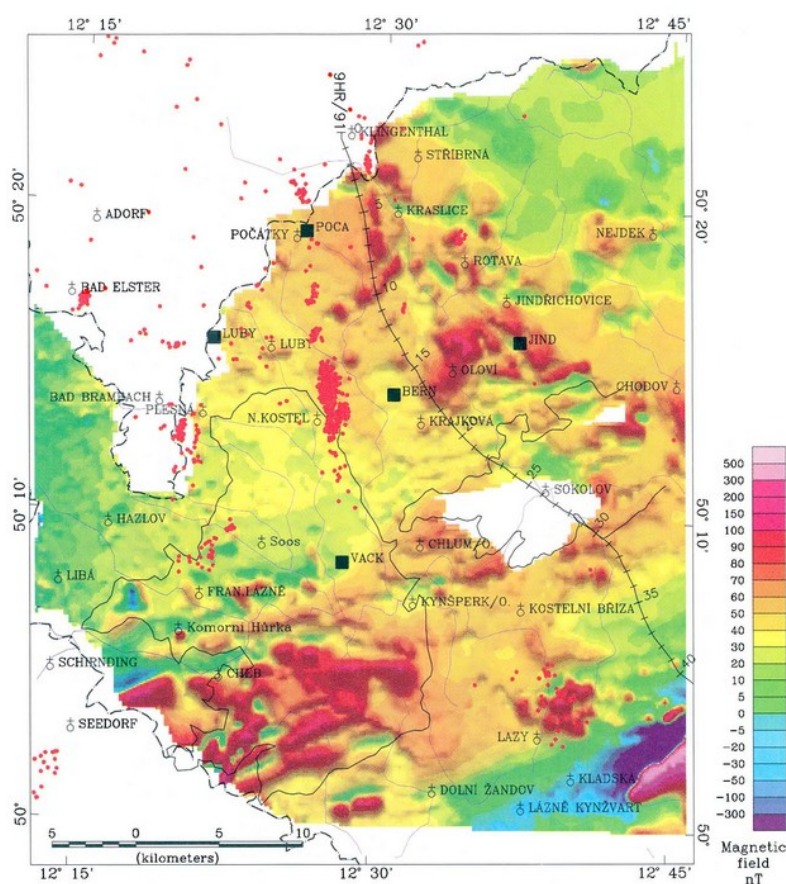
Kladná anomálie rozkládající se mezi obcemi Luby, Nový Kostel, Krajková a Stříbrná je tvořena fylity vogtlandsko-saského paleozoika a svory krušnohorského krystalinického komplexu (Švancara et al., 2000).



Obr. 3: Mapa Bouguerových anomálií pro redukční hustotu 2.67 g cm^{-3} dle Švancary et al. (2000) sestavená na základě gravimetrických měření 4–6 bodů na km^2 . Černé tečky indikují epicentra zemětřesení z let 1991–1998. Černé čtverečky představují seismologické stanice.

3.2 Magnetické pole západních Čech

Na území západních Čech lze vyčlenit dvě výrazné magneticky pozitivní oblasti. Kladná magnetická anomálie v jižní části chebské pánve je způsobena magnetickými horninami nacházejícími se v jejím podloží. Zdrojem lokálních lineárních anomálií ve směru ZJZ-VSV jsou zde pravděpodobně tufové vrstvy, skládající se z fyllitů obsahujících magnetit. Lokální magnetické anomálie jsou často způsobeny silně magnetickými vulkanickými horninami miocenního či pleistocenního stáří. Druhá výrazná kladná anomálie v oblasti Oloví je pravděpodobně způsobena blíže nespecifikovaným pohřbeným geologickým tělesem. Příčinou řady lokálních anomálií vogtlandsko-saského paleozoika jsou fyllity obsahující magnetit a pyroty. Granity karlovarského plutonu jsou stejně jako granity smrčinského plutonu slabě magnetické. (Švancara et al., 2000)



Obr. 4: Mapa magnetických anomálií dle Švancary et al. (2000) získaná leteckým měřením za užití protonového magnetometru s přesností 1 nT. Měřeno bylo na leteckých profilech s rozestupy 250 m a vzorkováno s intervalem 1 s, čemuž odpovídá vzdálenost zhruba 35 m.

4. Terciérní vývoj českého masivu

Český masiv náležel v období terciéru ke zbytkům variského horstva, jež tvořily vynořené elevace. Toto centrum obklopovaly klesající pánve, jež byly epizodicky nebo trvale zaplavovány mořem (Chlupáč et al., 2011).

Období paleogénu můžeme považovat za geotektonicky relativně klidné (Mísař et al., 1983), zatímco neogenní vývoj Českého masivu je charakteristický vznikem zlomů a příkopových propadlin, zapříčiněným celkovým vyklenutím a následným kolapsem celého masivu. Mezi nejvýznamnější tektonické struktury řadíme podkrušnohorský prolom (oherský rift) ve směru SV-JZ a zlomová pásma ve směru SZ-JV, rovnoběžná s tzv. labskou linií. Tato zlomová tektonika, tzv. saxonská tektonika, umožnila vznik nových sedimentačních prostorů a zároveň obnovila vulkanickou činnost v západních a severních částech Českého masivu (Chlupáč et al., 2011).

Převážná část terciérních sedimentů a vulkanických hornin spadá do období neogénu. V mnohem menší míře zastoupené sedimenty a pravděpodobně též vulkanity paleogenního stáří patří převážně oligocénu. Hlavními centry vulkanické činnosti byly České středohoří a Doupovské hory, příslušné podpovrchové i povrchové vulkanické horniny nazýváme neovulkanity (Mísař et al., 1983).

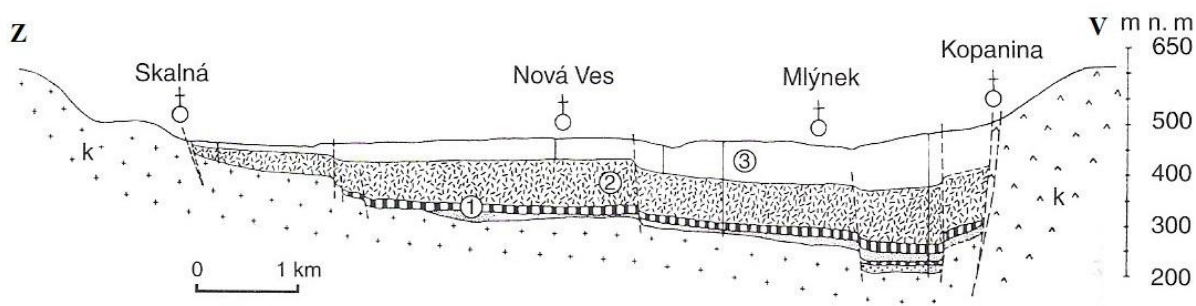
Terciérní sedimenty a komplexy neovulkanitů lze ve výchozové části Českého masivu dle Mísaře et al. (1983) rozdělit do následujících regionálně geologických jednotek:

- podkrušnohorské pánve
- jihočeské pánve
- výběžky žitavské pánve
- drobné denudační reliкty
- neovulkanity

Podkrušnohorská pánevní oblast, konkrétně chebská pánev, bude v rámci modelování zájmové vulkanické struktury předmětem bližšího zájmu.

4.1 Chebská pánev

Chebská pánev o rozloze přibližně 300 km² se nachází v západních Čechách v oblasti mezi Chebem, Luby a Kynšperkem nad Ohří. Pánev vznikla na křížení oherského riftu (SV-JZ) s chebsko-domažlickým příkopem (SSZ-JJV), křížení těchto poklesových zón je příčinou složité vnitřní stavby pánve. Východní část pánve omezuje mariánskolázeňský zlom, mocnost výplně zde dosahuje až 400 m. Hloubka poklesů se východním směrem zvyšuje (Chlupáč et al., 2011).



Obr. 5: Geologický profil severní části chebské pánve dle Chlupáče et al. (2011): *k* – variské granity a krystalinické podloží pánve, **1** – jílovito-písčité souvrství (eocén), **2** – cyprisové souvrství (spodní miocén), **3** – vildštejnské souvrství (pliocén).

4.1.1 Sedimentární výplň chebské pánve

Sedimentace pánve probíhala ve dvou hlavních obdobích. První fáze spadá do eocénu, zejména však oligocénu a spodního miocénu. V tomto období docházelo k epizodickým tektonicko-vulkanickým aktivitám převážně v kruhových depresích a tektonicky založených příkopech ve směru Z-V. Od středního pliocénu do pleistocénu probíhala druhá fáze sedimentace, jež je od fáze první oddělena diskordantně. V některých oblastech probíhá až do současnosti. Druhá fáze je řízena příčnými zlomy ve směru SSZ-JJV (Pešek et al., 2010).

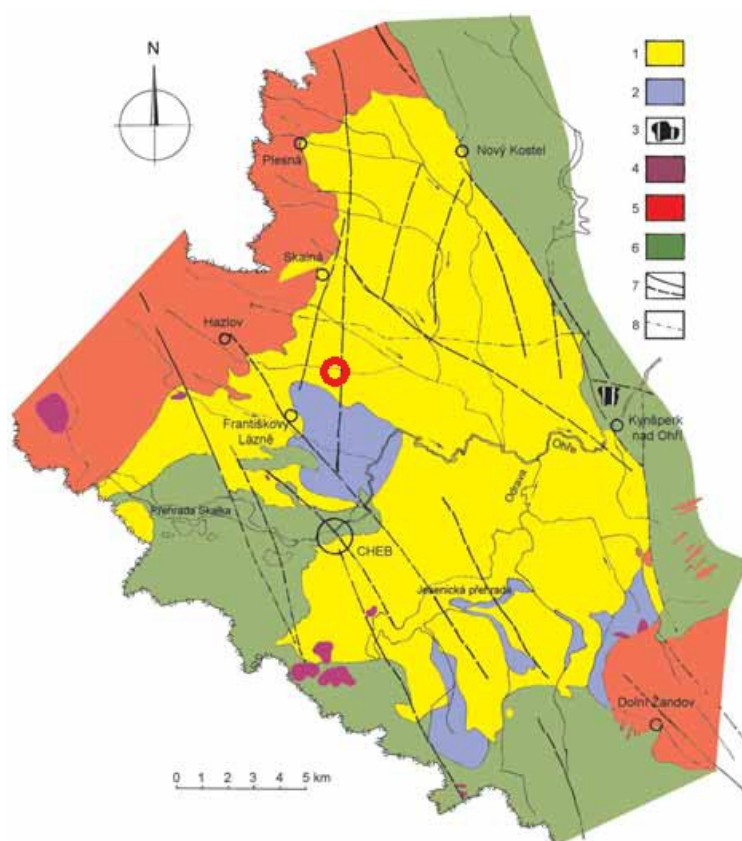
Podloží pánve je tvořeno granitem smrčinského plutonu variského stáří, horninami arzberské skupiny a horninami chebského a dyleňského krystalinika (Mísař et al., 1983).

Bazální část chebské pánve, nasedající na variské granity a krystalinické podloží, tvoří převážně jezerní a říční sedimenty – jíly, písky a štěrky často obsahující prokřemenělé a železité polohy. Tyto sedimenty spadají do eocénní sedimentace starosedelského souvrství, neformálně jsou však označovány jako **spodní jílovito-písčité souvrství** (Chlupáč et al., 2011). Ačkoliv před ukládáním mladších souvrství byly tyto sedimenty často erodovány, jejich původní hojné rozšíření dokládají nálezy jejich reliktnů pod vulkanity i v širším okolí současných pánví. Větší rozšíření však spadá zejména do pánve sokolovské (Kachlík, 2003).

Druhá fáze následuje po delším přerušení sedimentace v oligocénu a trvá až do spodního miocénu. V tomto období hlavní riftové fáze vrcholí vulkanická aktivita, charakteristická výlevy vulkanitů a ukládáním pyroklastik, doprovázená sedimentací říčních, bažinných a jezerních písků a jílů. Hojná je přítomnost uhelných slojí, jež mohou místy dosahovat mocnosti až několika desítek metrů (Kachlík, 2003). Toto souvrství je někdy označováno jako **hlavní slojové souvrství** (Pešek et al., 2010). Dle Chlupáče et al. (2011) mohou polohy vulkanického materiálu nasedat i přímo na podloží pánve.

Během spodního miocénu dochází ke vzniku rozsáhlého jezera, jež po vzestupu hladiny podzemních vod během poklesu dna zaplavilo prostor tehdy spojených pánví. Tímto je ukončena tvorba uhelných slojí a je položen základ pro sedimentaci až 200 m mocného tzv. **cyprisového souvrství**, tvořeného šedými a hnědými jíly, a bitumenními jílovci s jemnou písčitou či prachovou příměsí, konkréci pyritu a místy se sapropelitovými, vápnitými a sideritovými vložkami (Chlupáč et al., 2011).

Po přerušení sedimentace ve středním a svrchním miocénu následuje nejmladší sedimentace až 170 m mocného **vildštejnského souvrství** pliocenního stáří. Ukládání sedimentů bylo řízeno aktivitou mariánsko-lázeňského zlomu (Kachlík, 2003). Jedná se o říční a jezerní písky a jíly, doprovázené výskytem občasných uhelných slojek. Sled zakončují hrubozrnnější písky a štěrky s polohami železitých pískovců a slepenců (Chlupáč et al., 2011).



Obr. 6: Geologická mapa chebské pánve dle Peška et al. (2010): **1** – vildštejnské souvrství, **2** – cyprisové souvrství, **3** – hlavní slojové souvrství, **4** – bazické vulkanity, **5** – granitoidy, **6** – metamorfované krystalinikum, **7** – zlomy zjištěné a předpokládané, **8** – linie geologického řezu. Červený kroužek značí přibližnou polohu zájmové lokality.

4.1.2 Vulkanismus chebské pánve

Nejstarší vulkanogenní horniny vyplňující chebskou pánev byly zjištěny na bázi uhelnatých jílovito-písčitých sedimentů starosedelského souvrství. Jedná se o ojedinělé nálezy sklovitých tufů eocenního stáří.

Ve spodním jílovito-písčitém souvrství jsou vulkanické horniny rozšířeny nesouvisle v rámci jednotlivých vulkanických center. Jedná se například o Slapany jižně od Chebu nebo oblast poblíž Františkových Lázní. Vulkanická tělesa mohou tvořit až 21 m mocné bazaltoidní puklinové výlevy či polohy tufů a tufitů.

Pro spodní část tzv. hlavního slojového souvrství jsou charakteristické bazaltoidní efuze a vulkanoklastický materiál.

V cyprisovém souvrství se nacházejí vrstvičky vulkanoklastik ze sopečných erupcí v okolí chebské pánve.

Během hiátu mezi ukládáním cyprisového a vildštejnského souvrství došlo k explozi JV od Chebu, jež vytvořila diatrému v lokalitě Podhrad. Bazaltoidní aglomeráty o mocnosti 65 m obsahují xenolity hornin pocházejících ze všech starších terciérních souvrství a z krystalických břidlic. Vulkanické těleso bylo překryto vildštejnským souvrstvím.

Následující fáze vulkanismu nastala v pleistocénu. Významné jsou především sopečné exploze Komorní hůrky u Františkových Lázní (0.45-0.9 Ma) a Železné hůrky u Mýtiny vně jižního okraje pánve (0.17-0.4 Ma). V obou případech se jedná o struskové kužely, jež vznikly při erupcích strombolského typu prokládaných freatomagmatickými výbuchy. Sopečnou činnost Komorní hůrky ukončil výlev melilit-olivinického nefelinitu.

Vzhledem ke skutečnosti, že se pliocenní a pleistocenní sopečná činnost na Chebsku soustředila do linie ve směru SSZ-JJV v chebsko-domažlickém příkopu, je možné, že tyto lokality odpovídají iniciální fázi vulkanismu chebsko-domažlického příkopu (Pešek et al., 2010).

Nejmladší zdokumentovaná vulkanická činnost spadá do kvartéru. Na lokalitě Mýtina poblíž Železné hůrky byla objevena morfologická deprese, jíž odpovídá vulkanická struktura typu maar-diatréma. Mýtina je tak první známou kvartérní vulkanickou strukturou typu maar-diatréma na území Českého masivu (Mrlina et al., 2009).

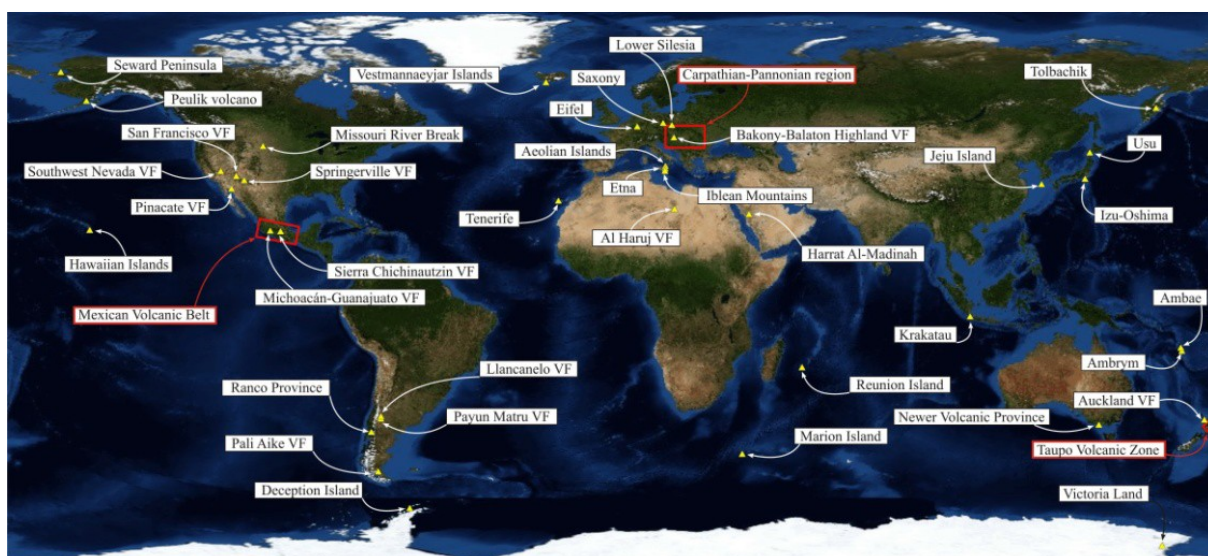
V oblasti chebské pánve se nachází více gravimetrických anomálií, jež odpovídají anomálii na Mýtině. Není proto vyloučeno, že se na tomto území nachází podobných vulkanických struktur mnohem více.

5. Monogenetické bazaltické vulkány

Pohyb litosférických desek a s ním spojená tektonika popisuje výskyt magmatických systémů podél deskových rozhraní, příčinu intradeskového vulkanismu však zdaleka nevysvětluje. Obecně jsou za příčinu intradeskového magmatismu daleko od deskových rozhraní považovány mocné plášťové chocholy s hlubokým zdrojem magmatu. Existují však též méně mocné intradeskové magmatické systémy, jejichž spojitost s plášťovými chocholy nebyla prokázána. Pro vnitrodeskové vulkanické systémy jsou charakteristické vulkány malých rozměrů, jež produkují převážně bazaltické magma s obvykle plášťovým původem.

Erupce magmatu je podmíněna dostatečným tlakem vystupujícího magmatu, zjednodušeně lze předpokládat, že tlak magmatu musí být větší než litostatický tlak. Zastavení magmatu pod povrchem však nemusí být způsobeno pouze nedostatečným tlakem, příčinou může být též nedostatečná fokusace magmatu či nepříznivé podmínky pro tvorbu kanálů.

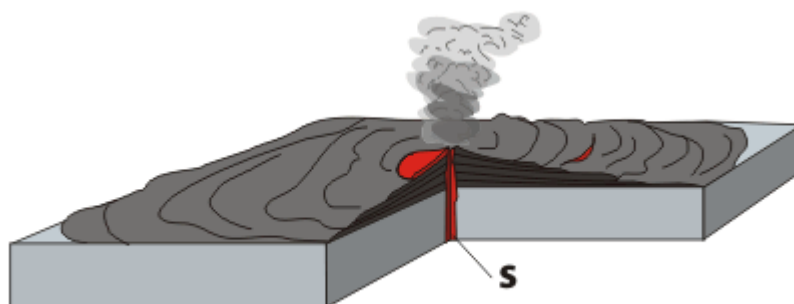
V mnohých případech není charakter erupce ovlivněn pouze vnitřními vlastnostmi magmatu, významnou roli mohou hrát externí environmentální podmínky. Styl erupce se proto stává výsledkem součtu interních a externích faktorů (Kereszturi a Németh, 2012).



Obr. 7: Přehled světových intradeskových zón dle Kereszturiho a Németha (2012): Na obrázku lze pozorovat saxonskou zónu - saxonská tektonika ovlivňovala tercierní vývoj českého masivu.

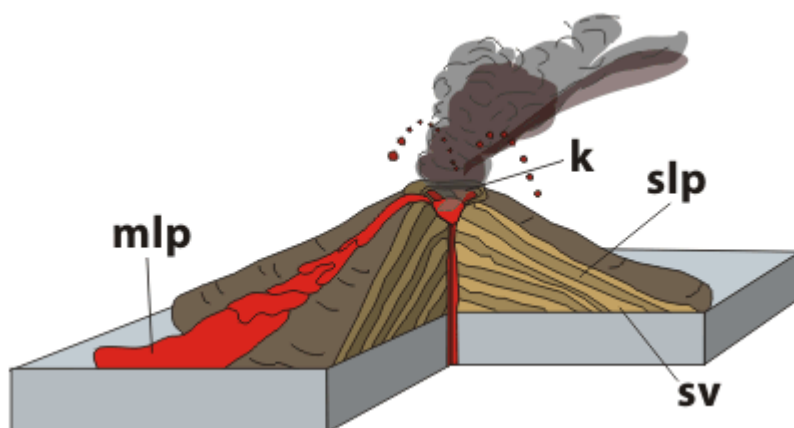
Rozhodující vliv na tvar sopek má složení magmatu. Bazické, řídké magma vytváří především lávové proudy, zatímco viskóznější kyselé lávy bývají při explozivních fázích rozmetány a dochází ke vzniku pyroklastických uloženin. Dle těchto kritérií můžeme rozlišit čtyři základní typy sopek (Petránek, 1993):

1. **Havajský typ:** Jedná se o sopky velkého průměru, tvořené řídkými bazaltovými lávami. Sopečné erupce nebývají hojné, vzniká málo pyroklastik. V kráteru se může nacházet lávové jezero.



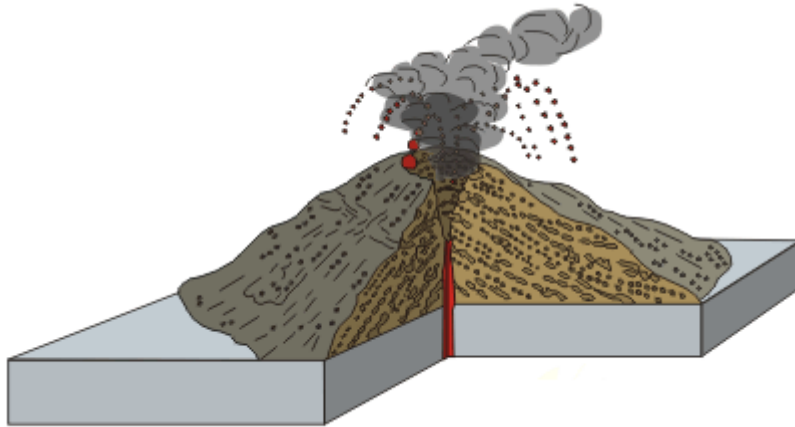
Obr. 8: Havajský typ sopky dle Petránka (1993) : **s** – sopouch. Obrázek převzat z on-line geologické encyklopedie (<http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl>; 1. 5. 2015).

2. **Strombolský typ:** Jedná se o pravidelný stratovulkán, jež se vyznačuje vrstevnatým sopečným kuželem složeným ze střídajících se lávových proudů a vrstev pyroklastik. Pyroklastika mohou představovat sopečné bomby, lapilli, sopečný písek či popel.



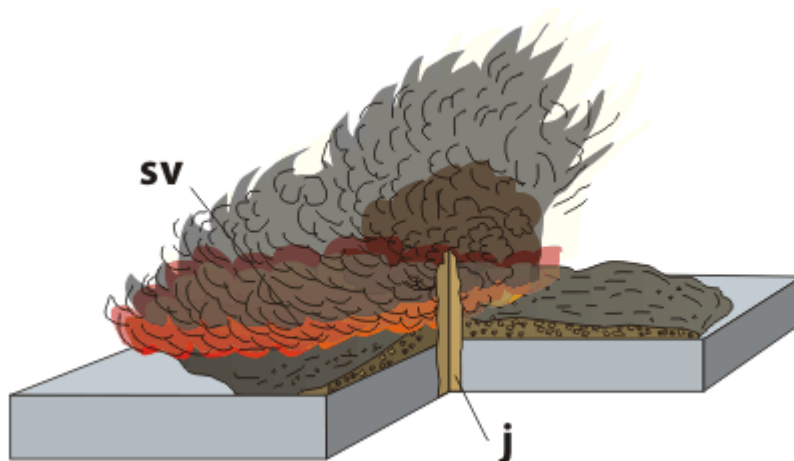
Obr. 9: Strombolský typ sopky dle Petránka (1993): **mlp** – mladý lávový proud, **slp** – starý lávový proud, **k** – kráter, **sv** – sopečné vyvrženiny. Obrázek převzat z on-line geologické encyklopedie (<http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl>; 1. 5. 2015).

3. **Vulkánský typ:** Produkované kyselejší lávy jsou podstatně viskóznější a jsou neustále rozrušovány explozemi plynů. Sopečné kužely se tak téměř celé skládají z pyroklastik.



Obr. 10: Havajský typ sopky dle Petránka (1993). Obrázek převzat z on-line geologické encyklopedie (<http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl>; 1. 5. 2015).

4. **Peléský typ:** Pro tento typ je charakteristický výstup velice viskózní lávy, vytlačované z kráteru v podobě žhavé jehly. Často dochází k doprovodu žhavých popelových mračen, valících se po svahu sopky dolů. Pokud vytlačená láva tvoří strmá a zakulacená tělesa, nazýváme je sopečnými dómy.



Obr. 11: Havajský typ sopky dle Petránka (1993): **sv** – sopečné vyvrženiny, **j** – lávová “jehla”. Obrázek převzat z on-line geologické encyklopedie (<http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl>; 1. 5. 2015).

Za specifický, avšak hojně rozšířený typ sopky, jež nelze jednoduše zařadit do výše uvedené klasifikace, je považována **vulkanická struktura typu maar**. Tato struktura vzniká při prudké (freatomagmatické) explozi, jež vede k vytvoření výbuchového hrdla bez výraznějšího sopečného kužele. Vulkanická struktura typu maar (maar-diatréma) je předmětem výzkumu této práce, proto bude v následujících odstavcích popsána detailněji.

5.1 Vulkanická struktura typu maar

Monogenetické vulkány typu maar-diatréma jsou po intermediálních, bazických a ultrabazických sypaných (struskových) kuželech druhým nejběžnějším typem kontinentálních a ostrovních vulkánů (Lorenz, 2003).

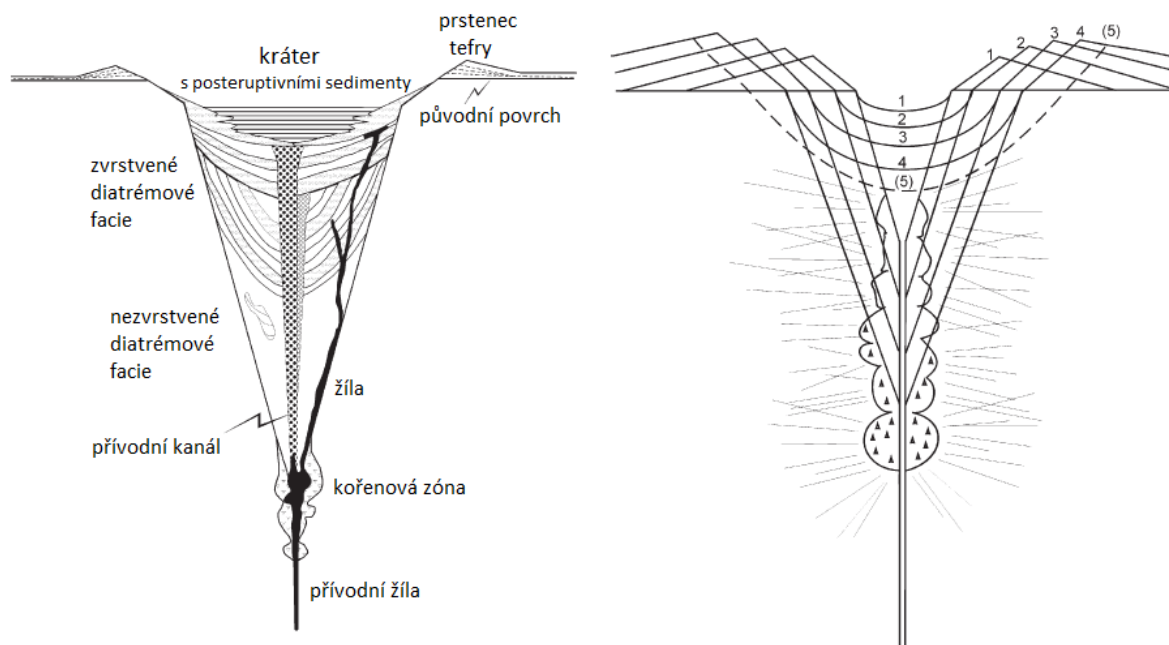
Pro vznik této struktury je nutno chápat proces freatomagmatické erupce. K freatomagmatickému vulkanismu dochází v oblastech, kde se vystupující magma setkává s podzemní vodou, což vede ke vzniku termohydraulické exploze (Mrlina et al., 2009). Dle Kereszturiho a Németha (2012) můžeme tento proces rozdělit do 4 fází:

1. počáteční promíchání magmatu a podzemní vody, což vede ke vzniku tenké vrstvy páry mezi magmatem a podzemní vodou,
2. kolaps vrstvy páry, jež způsobí fragmentaci magmatu a produkci šokových vln,
3. prudká expanze přehřáté páry, jež generuje termohydraulické exploze,
4. posteruptivní fragmentace či refragmentace roztavených částí.

Takto vzniklá struktura, znázorněná na obr. 12, se skládá z maarového **kráteru**, zaklesnutého do preeruptivního zemského povrchu, **prstence pyroklastického materiálu** (tefry) obklopujícího kráter, **diatrémy** kónického tvaru nacházející se pod kráterem, beztvaré **kořenové zóny** v dolní části diatrémy a **úzké žíly**, jež přivádí magma ze zemského nitra (Lorenz, 2003).

Exploze může produkovat krátery o průměru 0.1 až 2.5 km, v případě širších kráterů lze očekávat, že byly vytvořeny sérií více erupcí (Kereszturi a Németh, 2012). Prstenec pyroklastického materiálu dosahuje mocnosti několika metrů až do 100 metrů výšky, rozměry samotného kráteru se pohybují v rozmezí několika desítek až 300 metrů. Prstenec pyroklastik zapadá do středu kráteru pod úhlem okolo 33°, zatímco úhel vně kráteru odpovídá přibližně 5-10°. Velikosti těchto úhlů ovlivňuje řada faktorů, jako například množství vyvrženého materiálu či preeruptivní topografie.

Šířka diatrémy se může pohybovat v rozmezí několika desítek metrů až do 1.5 km, hloubka diatrémy se pohybuje od méně než 100 m až do hloubek přesahujících 2.5 km. V krystalických horninách je průměrná hodnota úhlu zapadající stěny diatrémy 82°. Výplň diatrémy se skládá z vulkanoklastik, poklesnutých bloků mateřské horniny a různého množství intruzivních hornin (Lorenz, 2003).

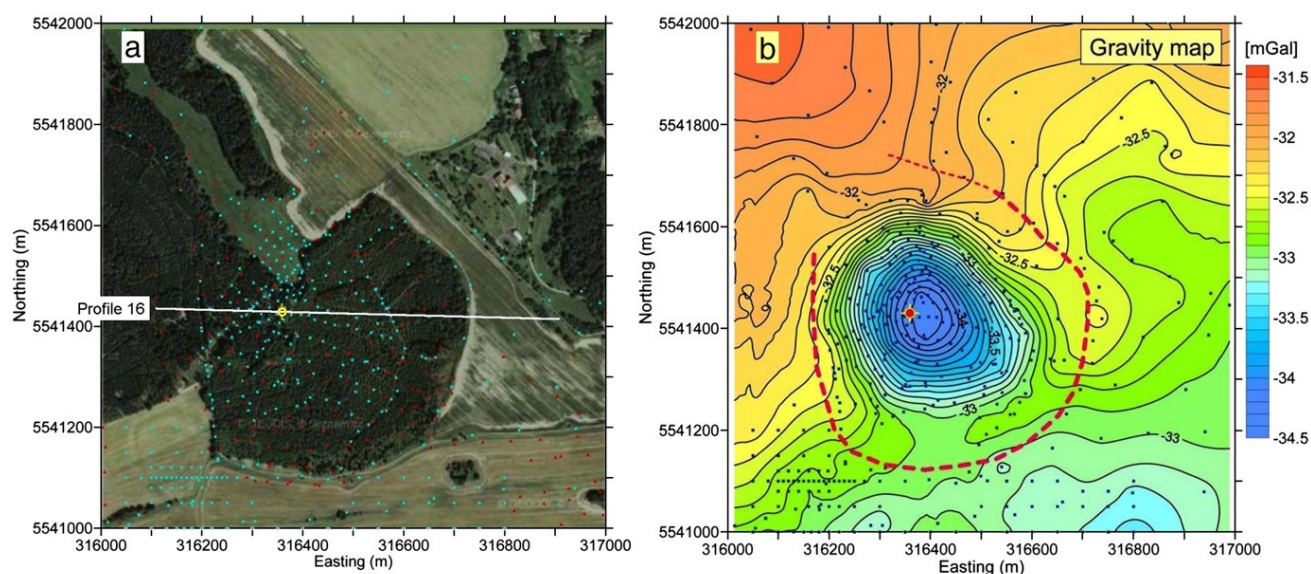


Obr. 12: Schematický diagram vulkánu typu maar-diatréma (vlevo) a schematický růst této struktury (vpravo). Upraveno dle Lorenze (2003). Na obrázku vlevo lze pozorovat kónický tvar diatrémy, kráter s posteruptivními sedimenty včetně úlomkotoků a turbiditních vrstev, proximální prstenec pyroklastického materiálu včetně jeho tenkého distálního lemu. Obrázek vpravo představuje formování vulkánu sérií více explozí. Lze pozorovat postupnou propagaci kořenové zóny směrem do hloubky, vedoucí k vzniku širší a hlubší diatrémy stejně jako ke vzniku širšího a hlubšího kráteru (Lorenz, 2003).

5.2 Maar Mýtina

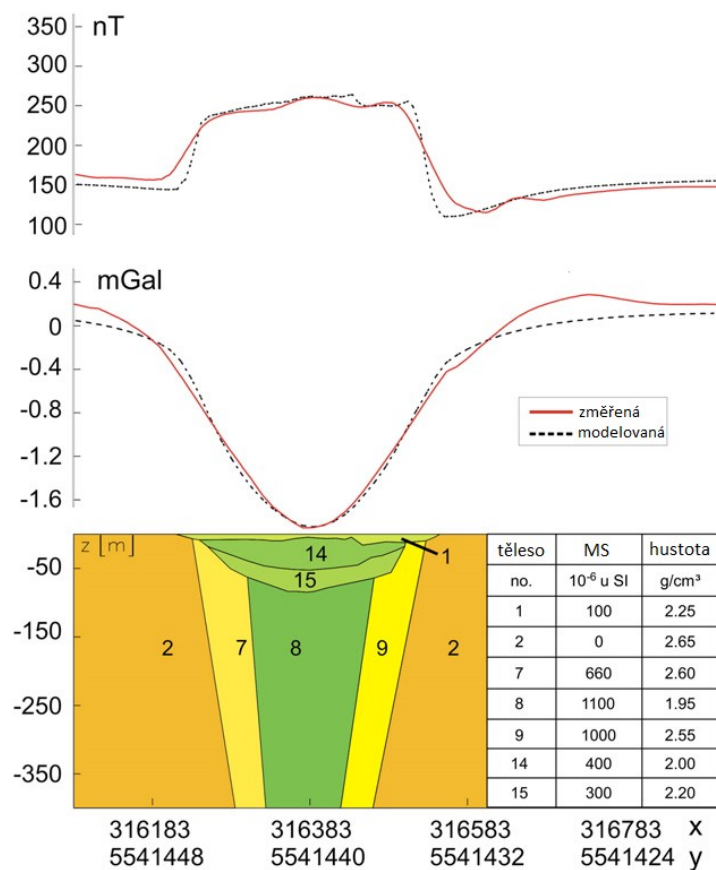
Maar Mýtina byl objeven v roce 2009 v blízkosti sypaného kužele Železné hůrky. Nachází se v SZ rohu Českého masivu, na jižním okraji chebské pánve východně od oherského riftu, zhruba 17 km JV od lokality Žírovice, jež je předmětem této práce. Maar Mýtina je první známou kvartérní vulkanickou strukturou typu maar-diatréma na území Českého masivu.

Mýtina se projevuje nápadnou morfologickou depresí, stejně jako výraznou zápornou tíhovou anomálií -2.3 mGal o průměru zhruba 400 m (obr. 13). Zároveň zde byla naměřena pozitivní magnetická anomálie o hodnotě 200 nT (Mrlina et al., 2009).



Obr. 13: Letecká fotografie oblasti (vlevo) a gravimetrická mapa (vpravo) dle Mrliny (2009). Interval izoliníí je 0.1 mGal.

Současně bylo provedeno měření elektrické vodivosti a výzkum vulkanoklastických uloženin v okolí morfologické deprese. Existence maarové struktury byla potvrzena 85 m hlubokým ověřovacím vrtem v blízkosti centra gravitační anomálie, který umožnil důkladnou sedimentologickou, petrochemickou, palynologickou a mikrobiologickou laboratorní analýzu (Mrlina et al., 2009). Obr. 14 zobrazuje výsledný geofyzikální model vulkanické struktury na základě magnetometrických a gravimetrických dat.



Obr. 14: Geofyzikální model maaru Mýtina dle Mrliny et al. (2009). Profil je situován ve směru Z-V. Horní křivka představuje magnetometrická data, spodní data gravimetrická. Červená křivka představuje změřená data, černá přerušovaná křivka data modelovaná.

1 – koluvium: 2.25 g/cm³ (0-2 m)

2 – mateřská hornina (fylit): 2.65 g/cm³

7, 9 – vnější maarová výplň/ porušená zóna: 2.55-2.60 g/cm³ (84-? m)

8 – vnitřní maarová výplň: 1.95 g/cm³ (84-? m)

14, 15 – maarové jezerní sedimenty: 1.90-2.20 g/cm³ (2-84 m)

6. Stručná charakteristika použitých geofyzikálních metod

6.1 Gravimetrie

Gravimetrie umožňuje pozorovat hustotní nehomogenity pod zemským povrchem. Změna hustoty hornin se projevuje změnou gravitačního účinku příslušných těles. Tato změna lze registrovat pomocí citlivých gravimetrických přístrojů. Dle Mareše et al. (1979) gravimetrické anomálie dosahují pouze $10^{-2} \%$ až $10^{-5} \%$ z celkové hodnoty gravitačního zrychlení, jehož hodnota je na zemském povrchu zhruba 10 m s^{-2} . Proto byla pro přehlednější vyjádření gravimetrických hodnot zavedena jednotka Gal ($1 \text{ Gal} = 10^{-2} \text{ m s}^{-2}$), v praxi jsou však účinky anomálií vyjadřovány v jednotkách mGal ($1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$) nebo μGal ($1 \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$).

Podstatou gravimetrických anomálií je vyjádření účinku hustotních nehomogenit v zemské kůře. Gravimetrická měření se proto musí opravit o účinky Měsíce a Slunce, vliv rotace Země a řadu dalších faktorů, jež budou blíže popsány v kapitole 8.1. Tělesa s vyššími hustotami se projevují kladnými anomáliemi, tělesa s nižšími hustotami se projevují anomáliemi zápornými. V případě tělesa blízko pod povrchem bude anomálie výraznější a plošně jasně omezená. Hluboko uložená tělesa vytvářejí méně výrazné, avšak plošně větší anomálie (Mareš et al., 1979).

Tabulka 1: Obvyklé hodnoty hustot základních typů hornin dle Mareše et al. (1979).

Horniny	Hustota [g cm^{-3}]
hlíny	1.20–2.60
pískovce, slepence	1.80–2.90
břidlice	2.30–3.00
slíny	1.50–2.80
vápence, dolomity	1.80–3.00
granity	2.43–2.73
diority	2.70–2.92
grabra	2.81–3.00
peridotity	3.10–3.30
bazalty, diabasy	2.51–3.15
fylity	2.40–2.50
kvarcity	2.62–2.96
svory	2.58–2.90
amfibolity	2.80–3.20
eklogity	3.20–3.40

Gravimetrické přístroje

Tíhová měření mohou být absolutní nebo relativní. Absolutní měření jsou však velmi obtížná a časově i finančně nákladná. Zároveň pro geologickou interpretaci jsou podstatná relativní měření. K tomuto účelu se používají pružinové relativní gravimetry, které se skládají z následujících částí (Janák, 2010):

- **Měřicí systém:** Systém tvořený pružinou a závažím. Vlastnosti pružiny jsou rozhodující pro kvalitu gravimetru.
- **Systém odečítání:** Tento systém umožňuje měřit změny rovnovážné polohy způsobené změnou tíhové síly.
- **Vyrovnávací zařízení:** Zařízení, jež umožňuje správnou orientaci měřicího zařízení vůči svislici. Skládá se ze dvou navzájem kolmých libel a třech vyrovnávacích šroubů
- **Kompenzační a stabilizační systém:** Jedná se o zařízení, jež eliminují vliv časově proměnlivých externích vlivů na měřicí systém, které nesouvisí se změnou tíhového zrychlení. Jedná se hlavně o systém teplotní kompenzace měřicího systému, termostat, systém stínění magnetického pole a zařízení na vytvoření vakua v okolí měřicího systému.
- **Zdroj napětí:** Zdroj napětí je potřebný pro napájení termostatu, osvětlení a ostatních elektronických částí gravimetru.

U starších gravimetrů je systém odečítání většinou opticko-mechanický a přesnost se řádově pohybuje v desítkách μGal . Novější gravimetry se vyznačují elektronickým odečítáním a částečně automatizovaným měřením. Jejich přesnost se pohybuje v řádech jednotek μGal (Janák, 2010). Existují též supravodivé gravimetry, jež dosahují přesnosti až jednotek nGal . Převážně se však jedná o staniční přístroje.

6.2 Magnetometrie

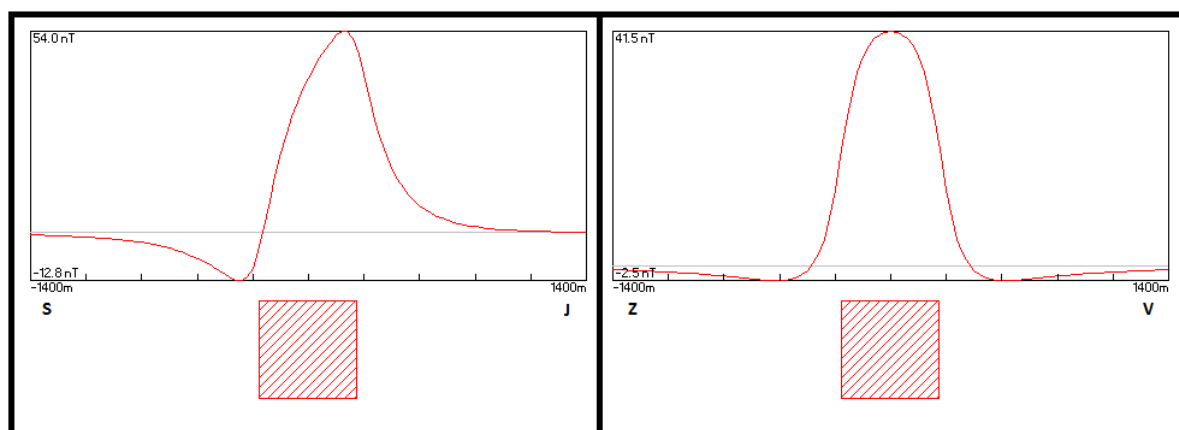
Geologická tělesa, jež obsahují v různé míře feromagnetické minerály a vznikla a nacházejí se v zemském magnetickém poli, vytvářejí vlastní magnetická pole. Magnetická pole takových geologických těles se projevují jako poruchy normálního geomagnetického pole, tyto poruchy nazýváme magnetickou anomálií. Stejně jako v případě gravimetrie má na podobu anomálie rozhodující vliv tvar, rozměry, poloha, hloubka uložení, petrografický charakter a řada dalších vlastností příslušných nehomogenit. Anomálie nelze měřit přímo, měří se absolutní či relativní hodnoty totálního geomagnetického pole nebo jeho složek a anomálie se z nich určují jako regionální či lokální nepravidelnosti (Mareš et al., 1979).

Celková magnetizace horniny je vektorovým součtem indukované magnetizace a přirozené remanentní magnetizace. O velikosti magnetizace hornin rozhoduje magnetická susceptibilita k .

Tabulka 2: Magnetické susceptibility vybraných hornin, upraveno dle Telforda, Geldarta a Sheriffa (1990). Tabulka uvádí průměrné hodnoty v soustavách SI i CGS. Ačkoliv je magnetická susceptibilita bezrozměrnou fyzikální veličinou, převodní vztah mezi těmito soustavami je $1 \text{ CGS} = 4\pi \text{ SI}$.

hornina	MS x 10 ³ (SI)	průměr MS x 10 ³ (SI)	průměr MS x 10 ⁶ (CGS)	hornina	MS x 10 ³ (SI)	průměr MS x 10 ³ (SI)	průměr MS x 10 ⁶ (CGS)
sedimentární				magmatické			
dolomit	0–0.9	0.1	8	granit	0–50	2.5	199
vápenec	0–3	0.3	24	ryolit	0.2–35	-	-
pískovec	0–20	0.4	32	diabas	1–160	55	4380
				gabro	1–90	70	5570
metamorfované				bazalt	0.2–175	70	5570
amfibolit	-	0.7	56	diorit	0.6–120	85	6760
břidlice	0.3–3	1.4	111	peridotit	90–200	150	11900
fylit	-	1.5	119				
rula	0.1–25	-	-				
kvarcit	-	4	318				
serpentin	3–17	-	-				

V závislosti na geografické poloze se mění inklinace, deklinace a totální složka vektoru geomagnetického pole. Výsledný tvar anomálie závisí na kombinaci zeměpisných souřadnic a směru měřeného profilu. Obr. 15 znázorňuje modelovou situaci pro profily ve směru S-J a Z-V na území České republiky. Lze pozorovat, že těleso s kladnou magnetickou susceptibilitou vzhledem k okolní hornině se na Z-V profilu projeví kladnou anomálií s maximem nad středem tělesa. V případě profilu ve směru S-J je maximum anomálie posunuto k jižní straně, severní část se vyznačuje znatelnou zápornou anomálií. Zároveň je anomálie S-J profilu větší než anomálie profilu Z-V.



Obr. 15: Tvar anomálie na profilech S-J (vlevo) a Z-V (vpravo) na území České republiky ($T = 47000 \text{ nT}$, $I = 65^\circ$, $D = 0^\circ$). Upravený obrázek programu PBLOCK společnosti Geophysical Software Solutions.

Magnetometrické přístroje

Magnetometrické přístroje lze rozdělit na dvě hlavní skupiny: přístroje pro měření magnetických vlastností hornin a přístroje pro měření zemského magnetického pole.

Do první skupiny řadíme

- **Přístroje pro měření susceptibility:** kapametr, střídavý můstek a astatický magnetometr.
- **Přístroje pro měření remanentní magnetizace:** astatický magnetometr, rotační magnetometr a pomocná zařízení pro měření v nulovém magnetickém poli.

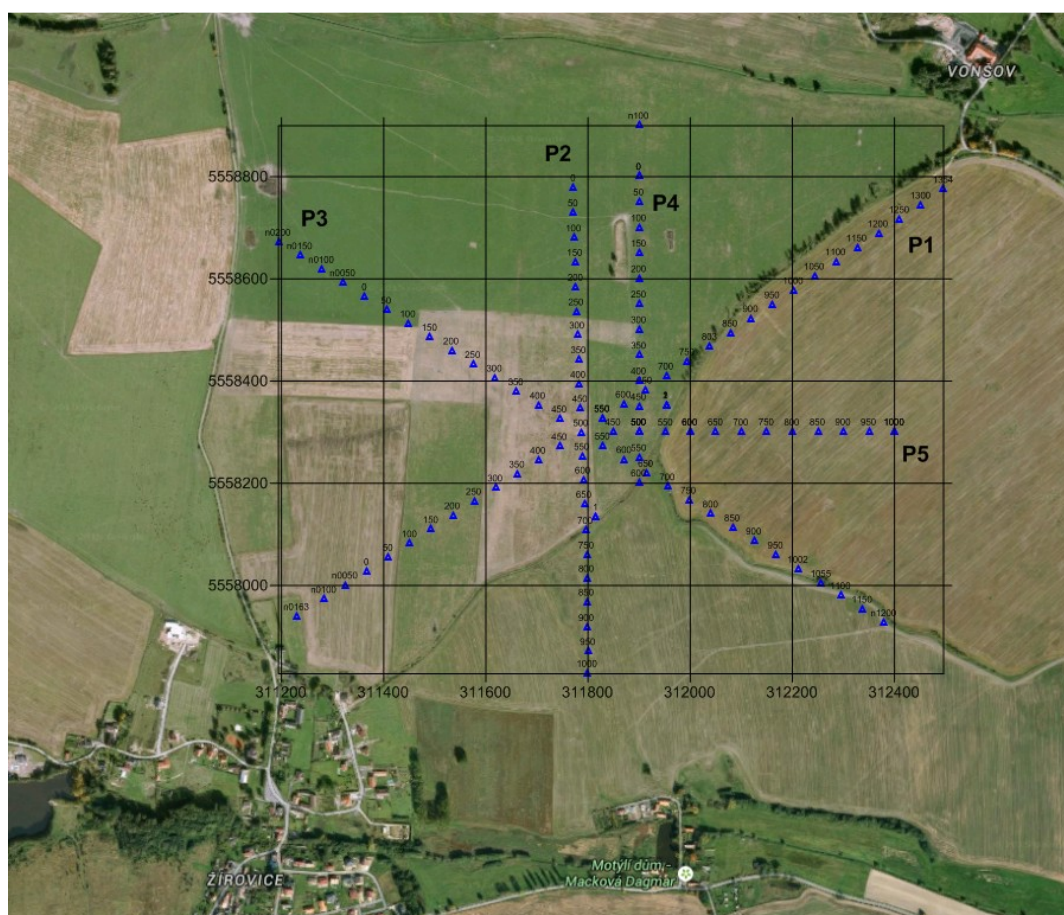
V magnetometrickém průzkumu však hlavní úlohu hraje druhá skupina přístrojů – terénních magnetometrů pro zmapování magnetického pole nepřístupného zemského podloží. Do této skupiny řadíme

- **Magnetometry s ferosondou,** jež umožňují měření libovolných složek magnetického pole s možností kontinuálního měření. Moderní digitální přístroje pro absolutní měření měří s přesností 1 nT, nejnovější gradiometry s přesností 0.1 nT.
- **Protonové magnetometry,** určené pro absolutní měření totálního magnetického pole s přesností 1–0.1 nT, zapojení 2 sond umožňuje gradientové měření.
- **Elektronové magnetometry,** jež jsou vzhledem k neomezené rychlosti měření optimální pro letecké a mořské využití. Umožňují měření s přesností 0.01 nT až 0.1 pT.

Mezi nejmodernější skupinu magnetometrů můžeme zařadit tzv. **kryogenní magnetometry**, jejichž citlivost dosahuje až 0.01 pT. Jejich uplatnění nalezneme v geomagnetických observatořích, paleomagnetismu, medicíně a biologii.

7. Terénní práce

Terénní práce probíhaly ve třech fázích, v říjnu a listopadu roku 2014 a v květnu roku 2015. V říjnu r. 2014 byly vytyčeny profily P1, P2 a P3 a provedeno geodetické a gravimetrické měření. V listopadu r. 2014 bylo na vytyčených provedeno magnetometrické měření. Při zpracovávání dat se ukázalo, že magnetometrická data vykazují výrazné nelogičnosti. Proto bylo v květnu r. 2015 provedeno opakované magnetometrické měření. Situaci ale zkomplikovalo řepkové pole, jehož porost byl prakticky neprůchodný. Byl proto vytyčen nový profil P4. Zároveň se během zpracovávání dat ukázalo, že vzhledem k hloubkovému, resp. tíhovému trendu chebské pánve se pro interpretaci anomálie nejvíce hodí profil směru Z-V, proto byl současně s profilem P4 vytyčen profil P5, ačkoliv vzhledem k neprůchozímu řepkovému poli nepokrýval západní část anomálie. Profily P4 a P5 byly geodeticky, gravimetricky i magnetometricky změřeny.



Obr. 16: Rozložení profilů P1, P2, P3, P4 a P5 mezi Žirovicemi a Vonšovem. Linie gridu jsou vykresleny s rozestupem 200m. Modré trojúhelníky představují řadové body s rozestupy 50 m. Letecký snímek převzat z <https://www.google.cz/maps/> (7. 7. 2015).

7.1 Geodetické práce

Pro vytyčení profilů bylo vzhledem k jejich relativně velké délce a nezakrytému terénu vhodné použití metody GPS. Byla použita metoda RTK (Real Time Kinematic), jež umožňuje měření s přesností v řádech mm. Tato metoda spočívá v sestavení jedné referenční GPS, jež zůstává během měření stále na jednom místě. Druhou, pohybující se GPS, obsluhuje operátor GPS, jenž se pohybuje na profilech. Pro vytyčení bodů na profilech posloužily dřevěné, červeně obarvené kolíky. GPS zároveň slouží k určení nadmořských výšek jednotlivých bodů, jež jsou důležitým údajem pro výpočet Bouguerových anomálií. Za tímto účelem byl vzhledem k měkkému terénu na každém bodě vedle dřevěného kolíku zatlučen malý obarvený kolíček, na nějž mohl být umístěn hrot pohyblivého přijímače GPS.



Obr. 17: GPS metoda Real Time Kinematic (RTK). Na obrázku vlevo se nachází nepohyblivá referenční GPS (GPS báze), přijímací anténa i vysílací rádiová anténa jsou umístěny na statívech. Na obrázku vpravo je pohyblivý operátor obsluhující GPS, přijímací anténa včetně řídicí jednotky je umístěna na teleskopické tyči s regulovatelnou výškou.

7.2 Gravimetrické práce

K měření byl použit relativní gravimetr LaCoste and Romberg, model D-188 s digitálním čtením a rozsahem 200 mGal. Vzhledem k tomu, že přístroj neumožňuje digitální zápis, je během měření nutno digitálně odečtené hodnoty ručně zapisovat.

Před samotným měřením je na doporučení školitele (pokud možno) vhodné gravimetr nechat alespoň hodinu v klidu pro teplotní adaptaci na nové prostředí. Vnitřní konstantní teplotu si sice gravimetr udržuje automaticky, avšak při změně teplotních podmínek (přenos přístroje z auta) dochází k praskání skeletu, což může negativně ovlivňovat měření. Vzhledem k nerovnému terénu je nutno měření na jednotlivých bodech provádět s použitím stativu. Gravimetr je následně nutno pomocí libel dorovnat do vodorovné polohy a následně ručně odaretovat pro zahájení měření. Vzhledem k absenci digitálního zápisu záleží na obsluze gravimetru, jaká hodnota bude na daném bodě zaznamenána. Je zřejmé, že vzhledem k antropogennímu i přírodnímu šumu je čtená hodnota v čase proměnlivá. V praxi je nutno gravimetr po odaretování nechat zhruba 1–2 minuty ustálit a následně 1–2 minuty odečítat na displeji kolísající hodnoty a odhadnout moment, kdy už se rozsah kolísajících hodnot příliš nemění a zvolit průměrnou hodnotu. Nezbytností je změření výšky stativu pomocí vysouvacího metru a zaznamenat čas měření. Pro výpočet křivky chodu jsou při přesných detailních měřeních nutná opakovaná měření na základním bodě s intervalem zhruba jedné hodiny. Vzhledem k délce profilů je vhodné vracení se na základní bod kombinovat s opakovanými měřeními na vybraných řadových bodech, která se rovněž využijí pro konstrukci křivky chodu gravimetru. Tato opakovaná měření na vybraných řadových bodech též slouží k posouzení kvality měření. Střední kvadratická chyba se však určuje z nezávislých měření na kontrolních bodech provedených v různých denních programech.



Obr. 18: Relativní gravimetr LaCoste and Romberg D-188 s digitálním čtením, které bylo do přístroje integrováno dodatečně. Původně gravimetr využíval opticko-mechanického čtení.

7.3 Magnetometrické práce

K měření magnetického pole byl použit protonový magnetometr GSM-19 Overhauser. V roce 2014 probíhalo měření na profilech s intervalem 2 m za použití GPS. Při opakovaném, resp. doplňujícím měření v roce 2015 bylo měřeno s rozestupy 5 m, jež byly přibližně krokovány vzhledem k referenčním vytyčeným kolíkům s rozestupy 50 m.

Časové variace geomagnetického pole jsou na rozdíl od časových změn tíhového pole mnohem nahodilejší. Zároveň vzhledem k hloubce zájmové struktury očekáváme hodnoty magnetické anomálie pouze v řádech prvních desítek nT. Proto je nutné na základním bodě měřit kontinuálně současně s měřením na profilech. V našem případě však nebyly dva přístroje k dispozici. Proto bylo nutné před měřením na profilech nejdříve zhruba 2 hodiny kontinuálně měřit na jednom místě pro korelaci s geomagnetickou observatoří Budkov.



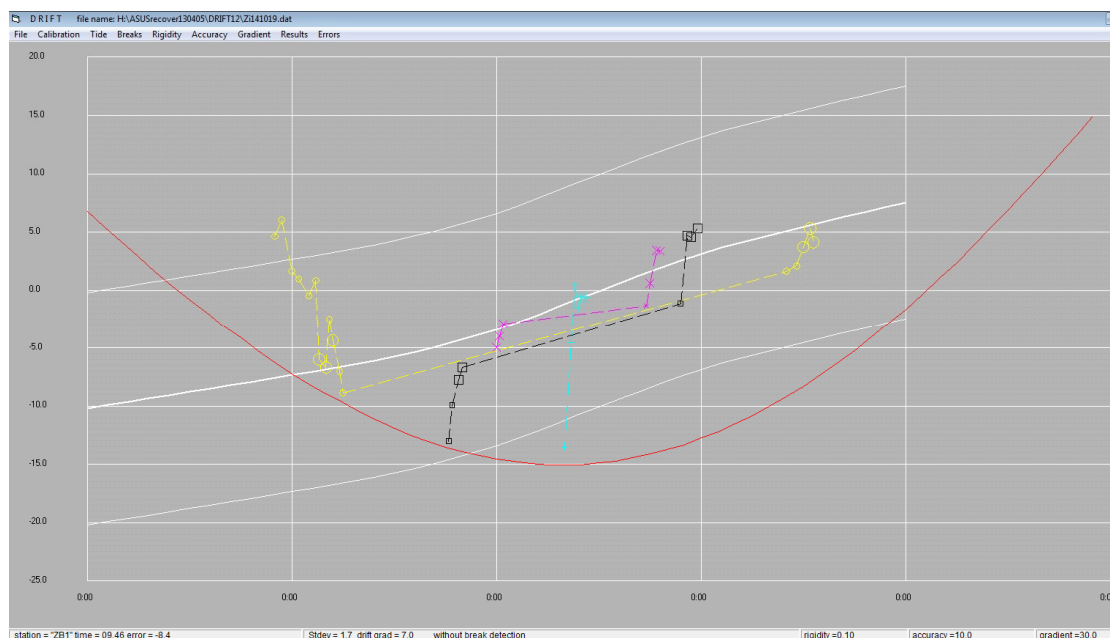
Obr. 19: Protonový magnetometr GSM-19 Overhauser. Pro obsluhu přístroje jsou potřeba dva členové pro udržení dostatečného odstupu senzoru (vpravo) od samotného přístroje (vlevo).

8. Zpracování dat

8.1 Zpracování gravimetrických dat

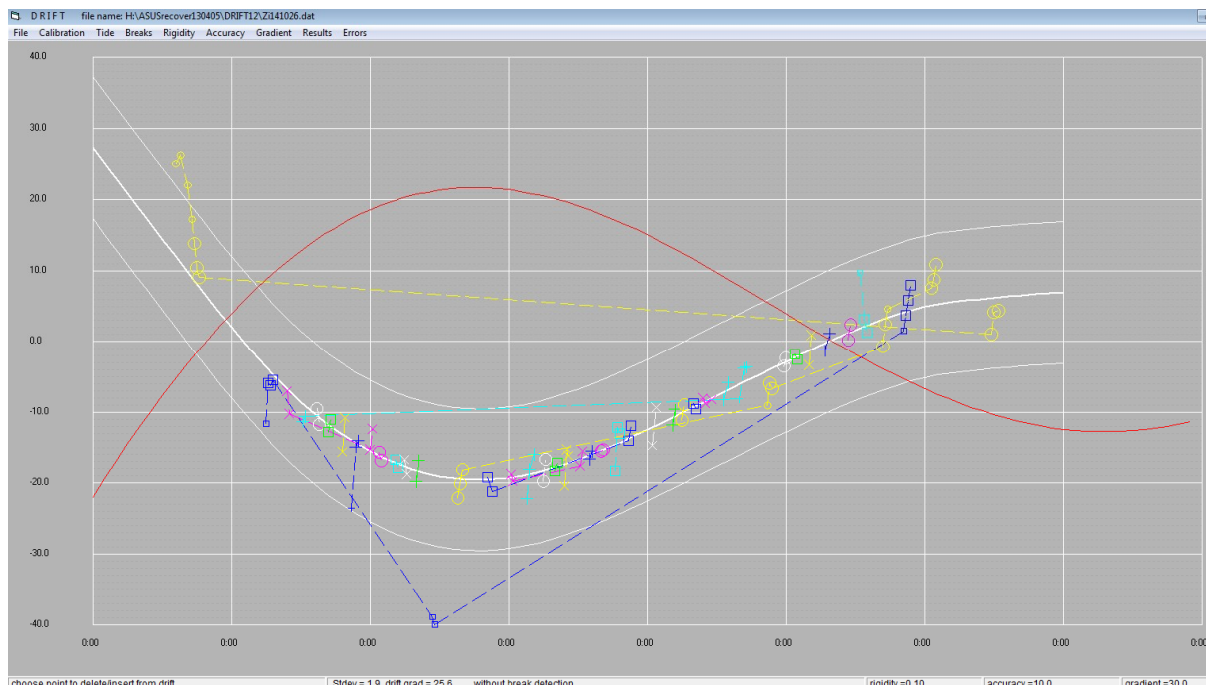
Hodnota měřeného tíhového zrychlení je ovlivněna řadou faktorů, které musíme pro odhalení geologické anomálie odstranit. Jedná se především o geometrický tvar a geologickou stavbu země, rotaci země a terénní nerovnosti. Nejčastější formou zpracování dat v užití geofyzice jsou tzv. Bouguerovy redukce, jež vedou k zisku Bouguerovy anomálie.

Gravimetrická data byla zapsána do digitálního souboru s následujícími sloupci: profil – bod – čas – čtení – výška stativu. Pro stanovení křivky chodu gravimetru byl použit program DRIFT, který umožňuje interaktivní aktivní selekci jednotlivých čtení pro konstrukci, neboli potlačení evidentních chybných hodnot (outliers); současně lze sledovat, jak tato selekce ovlivňuje přesnost stanovení chodu (Mrlina, 2008). Ten je charakterizován speciální splinovou funkcí, která lépe vystihuje skutečné chování gravimetru během měření. Na obr. 20 je zobrazeno zpracování prvního dne měření, kdy byly naše vlastní opěrné tíhové body napojeny na základní bod státní gravimetrické sítě (Potočiště u Chebu). Je patrné, že na počátku měření jsou hodnoty nestabilní s výrazným poklesem hodnot, které je vhodné eliminovat (žluté body). Totéž v podstatě platí pro první čtení na každém bodě. Ačkoliv na obr. 20 se zdá, že rozptyl jednotlivých čtení je značný, je třeba si uvědomit, že téměř všechny hodnoty jsou uvnitř $\pm 10 \mu\text{Gal}$ pruhu a standardní odchylka všech čtení je méně než $2 \mu\text{Gal}$.



Obr. 20: Příklad zpracování tíhových dat – stanovení křivky driftu gravimetru (silná bílá linie) po odečtení slapových účinků (červená křivka). Dvě slabé bílé linie představují chybové rozpětí $\pm 10 \mu\text{Gal}$. Tento denní program představuje napojení místního vlastního základního bodu ZB1 (černý) na bod ČSGZ (žlutý) a na starší vlastní základní bod na lokalitě Nový Kostel (světle modrý). Pro každý bod jsou vybrána 3 čtení v každé seanci. Ostatní jsou potlačena. Vysokou přesnost měření dokumentuje např. standardní odchylka $1.7 \mu\text{Gal}$ pro ZB1.

Na obr. 21 je prezentováno zpracování běžného dne, kdy jsou zachována obě čtení na každém bodě pro ověření kvality měření. Je nutno zdůraznit, že se nejedná o přesnost (accuracy) či opakovatelnost (repeatability) nebo nejistotu (uncertainty) měření. Skutečnou kvalitu určují hodnoty na kontrolních bodech získané v jiném měřicím dni, viz výše.



Obr. 21: Příklad zpracování tíhových dat – stanovení křivky driftu gravimetru (silná bílá linie) po odečtení slapových účinků (červená křivka). Tento denní program představuje běžný pracovní program měření na profilu; několik čtení gravimetru je opět zrušeno jako jisté chyby, např. na modré spojnici.

Opravená data byla použita pro výpočet Bouguerovy anomálie dle vzorce

$$\Delta g_B [mGal] = g - g_t + 0.3086 h + (0.3086 - 0.0419 \rho) H + T - Bul,$$

kde

g = měřená hodnota tíhového zrychlení,

g_t = teoretická hodnota tíhového zrychlení,

h [m] = výška stativu,

H [m] = nadmořská výška,

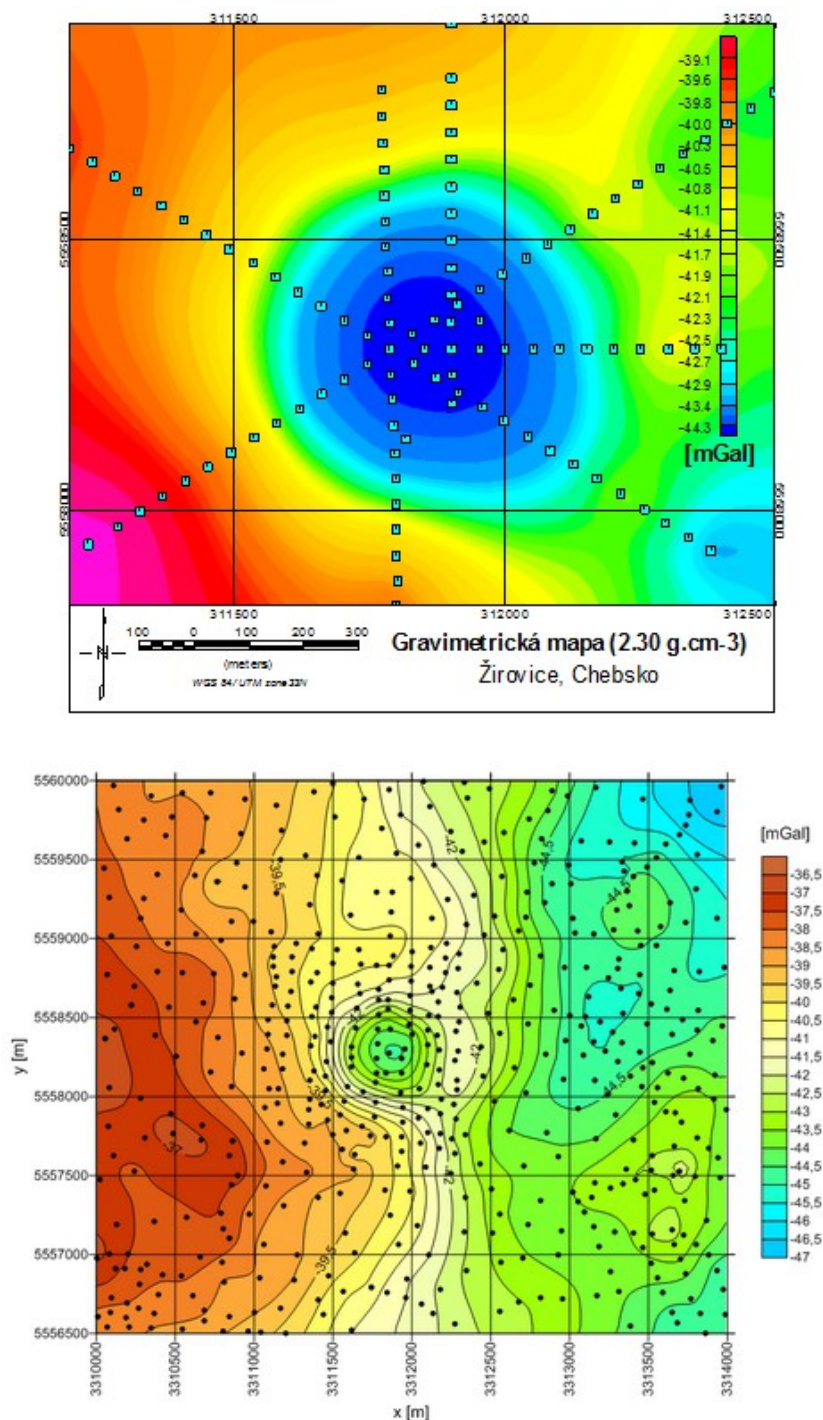
ρ [g cm⁻³] = redukční hustota, v našem případě 2.3 g cm⁻³

T = topografické korekce,

Bul = Bullardův člen (oprava na zakřivení Země).

Topografické korekce a Bullardův člen mohly být v této fázi vzhledem k velikosti anomálie a rovinatému okolnímu terénu zanedbány.

Výsledné hodnoty byly využity pro vytvoření gridu a mapy dle dat z našich pěti profilů, která se i v detailech shoduje se starší mapou Dobeše, Hercoga a Mazáče (1986), jak dokládá obr. 22. Tato shoda byla nutná pro využití i starších dat k odečtu tíhových profilů a jejich použití k modelování zájmové struktury, což je hlavním cílem této práce.



Obr. 22: Gravimetrická mapa dle změřených profilů na lokalitě Žirovice (nahore), která tvarem i amplitudou odpovídá původní tíhové mapě Dobeše, Hercoga a Mazáče (1986), znázorněné na obrázku dole. Tíhové minimum zachovává téměř izometrický tvar s mírným protažením k JV. Souřadnice WGS84/UTM33N.

8.2 Zpracování magnetometrických dat

Stejně jako v případě gravimetrie je prvním kroku nutno zavést opravy na časové změny geomagnetického pole, které jsou převážně způsobeny denními variacemi. To umožnily údaje z geofyzikální observatoře Budkov, které byly přeneseny na měřenou lokalitu na základě dvouhodinového měření na opěrném bodě. Zároveň je vzhledem k délce profilů nutno zavést opravu na šířkový gradient, jehož hodnota odpovídá zhruba 4 nT km^{-1} .

Magnetometrická anomálie je charakterizována vztahem

$$\Delta T[\text{nT}] = T - T_v - T_n ,$$

kde

T = měřená hodnota magnetického pole

T_v = opravy na variace geomagnetického pole

T_n = normální pole v místě měření.

Hodnota normálního pole T_n je obvykle počítána statisticky jako medián z celého souboru naměřených dat opravených o variace.

Opravená data poskytl Tomáš Bayer z geofyzikální observatoře Budkov.

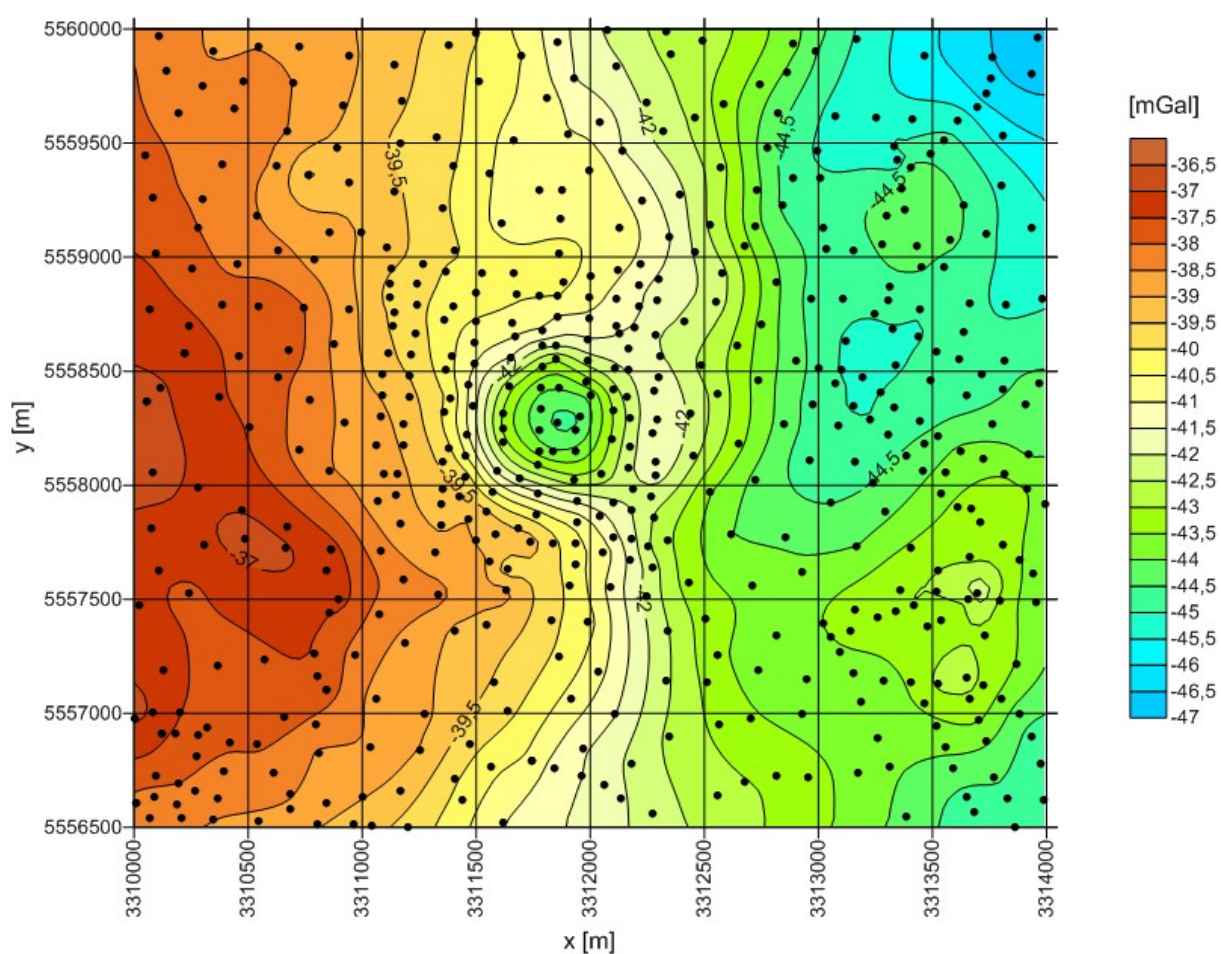
Z opakovaných měření na řadových bodech byla dle vzorce

$$m_a = \pm \sqrt{\frac{\sum d_i^2}{2n}}$$

spočítána chyba $\pm 0.6 \text{ nT}$.

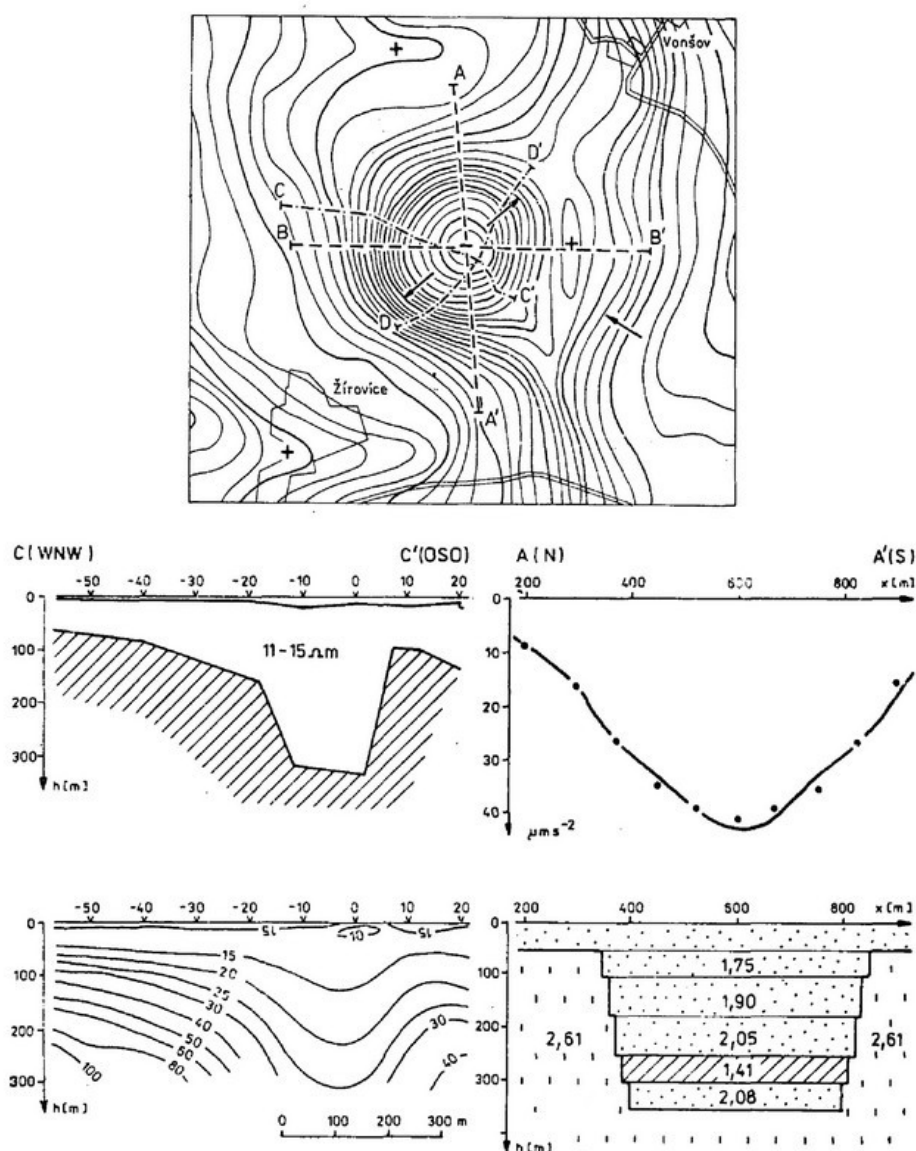
9. Modelování a interpretace

Žirovickou anomálii, znázorněnou na obr. 23, lze charakterizovat jako výrazně izometrickou zápornou anomálii o průměru zhruba 600 m a velikosti zhruba 2.5 mGal. Anomálie je dostatečně zřetelná z regionálních gravimetrických měření s krokem zhruba 100–200 m. Přibližně 500 m východně od okraje anomálie lze pozorovat zvýšenou hustotu izolinií tíhového pole. Takto výrazný gradient často může indikovat přítomnost vertikálního, resp. subvertikálního zlomu.



Obr. 23: Bouguerova anomálie pro redukční hustotu 2.3 g cm^{-3} oblasti o rozloze $4 \times 3.5 \text{ km}$. Linie gridu jsou vykresleny s rozestupy 500 m, interval kontur je 0.5 mGal. Černé body představují gravimetrická měření mapování chebské pánve doplněná o data Dobeše, Hercoga a Mazáče (1986) v blízkém okolí anomálie. Na obrázku je patrný trend zanořování se chebské pánve směrem na východ.

Žirovická anomálie již byla v roce 1986 interpretována za použití geofyzikálních metod gravimetrie a vertikálního elektrického sondování. Výslednou představou dosud je, že se jedná o tektonicky zaklesnutý blok (Dobeš, Hercog a Mazáč, 1986; obr. 24).



Obr. 24: Interpretace žirovické anomálie, upraveno dle Dobeše, Hercoga a Mazáče (1986). Na obrázku se nachází interpretace ZSZ-VJV profilu pomocí vertikálního elektrického sondování (vlevo) a S-J profilu pomocí gravimetrie (vpravo). Blíže neupřesněné sedimenty chebské pánve vyplňují příkop v krystaliniku tvořeném smrčinským granitem. V hloubce zhruba 250–300 m Dobeš, Hercog a Mazáč (1986) navrhuji přítomnost uhelné sloje.

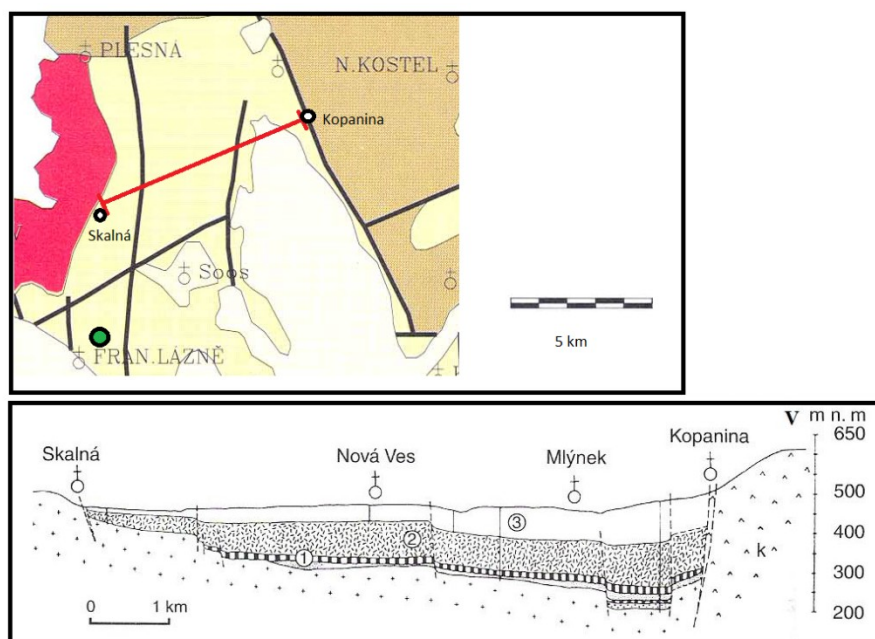
Dobešova, Hercogova a Mazáčova (1986) interpretace vzbuzuje určité otázky. Jeví se jako málo pravděpodobné, že by tektonicky zaklesnutý blok vytvořil takto pravidelnou izometrickou anomálii. Pravděpodobně by se muselo jednat o více složitých extenzních tektonických pohybů, které by takovýto příkop zformovaly. Nabízí se možnost vzniku tzv. pull-apart mechanismem, v takovém případě by anomálií musel procházet horizontální zlom.

Dle údajů z vrtů je průměrná hustota sedimentární výplně chebské pánve 2.3 g cm^{-3} . Dle Dobešovy, Hercogovy a Mazáčovy (1986) interpretace se hustoty sedimentární výplně tektonicky vzniklého příkopu pohybují v rozmezí 1.75 až 2.08 g cm^{-3} . Zároveň hustota sedimentární výplně kolem 2 g cm^{-3} v hloubce 300 m není příliš očekávaná.

Pro současnou interpretaci byly zvoleny metody gravimetrie a magnetometrie. Přítomnost magnetické anomálie by mohla potvrdit existenci diatrémy vyplněné vulkanickým materiálem, u kterého je očekávána podstatně zvýšená magnetická susceptibilita vzhledem k okolní krystalinické hornině. Naopak v případě existence tektonicky vzniklého příkopu není výraznější kontrast mezi magnetickou susceptibilitou sedimentární výplně a okolního krystalinika očekávan.

Modelování probíhalo v softwaru GM-SYS Modeling od společnosti Geosoft. Tento program umožňuje tzv. 2.75 D modelování na základě gravimetrických a magnetometrických dat.

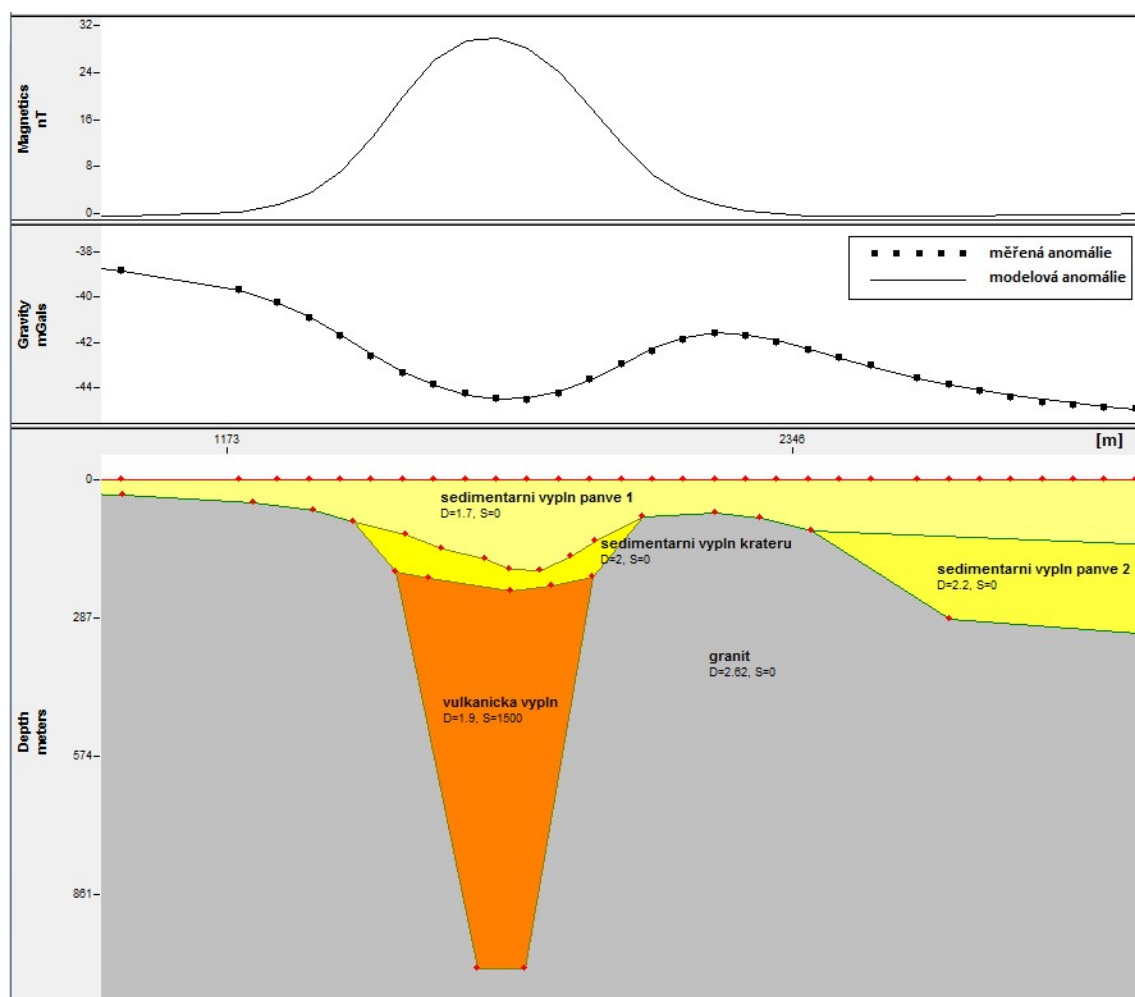
Pro interpretaci se vzhledem k hloubkovému trendu chebské pánve a s ním spojeným regionálním trendem tíhového pole jeví nejvíce vhodné profily ve směru Z-V a S-J. Interpretaci těchto profilů lze zároveň porovnat s výslednými řezy Dobeše, Hercoga a Mazáče.



Obr. 25: Významné zlomy v okolí žirovické anomálie (obrázek nahoře, upraveno dle Švancary et al. (2000)) a zjednodušený řez chebské pánve (obrázek dole dle Chlupáče et al. (2011)). Řez je veden červenou linií na horním obrázku. Zelená značka představuje žirovickou anomálii.

První úlohou modelování bylo zjistit, zda lze na základě gravimetrických dat strukturu typu maar-diatréma vymodelovat. Pro tento účel byla na základě původních regionálních dat doplněných o data Dobeše, Hercoga a Mazáče (1986) v programu Surfer vytvořena mapa Bouguerových anomálií zájmové oblasti. Extrahováním dat z této mapy byl vytvořen zkušební profil ve směru Z-V, příslušný model je na obr. 26. Pro zachování představy o hlubkovém trendu chebské pánve nebyla pro modelování záměrně použita mapa reziduálních anomálií.

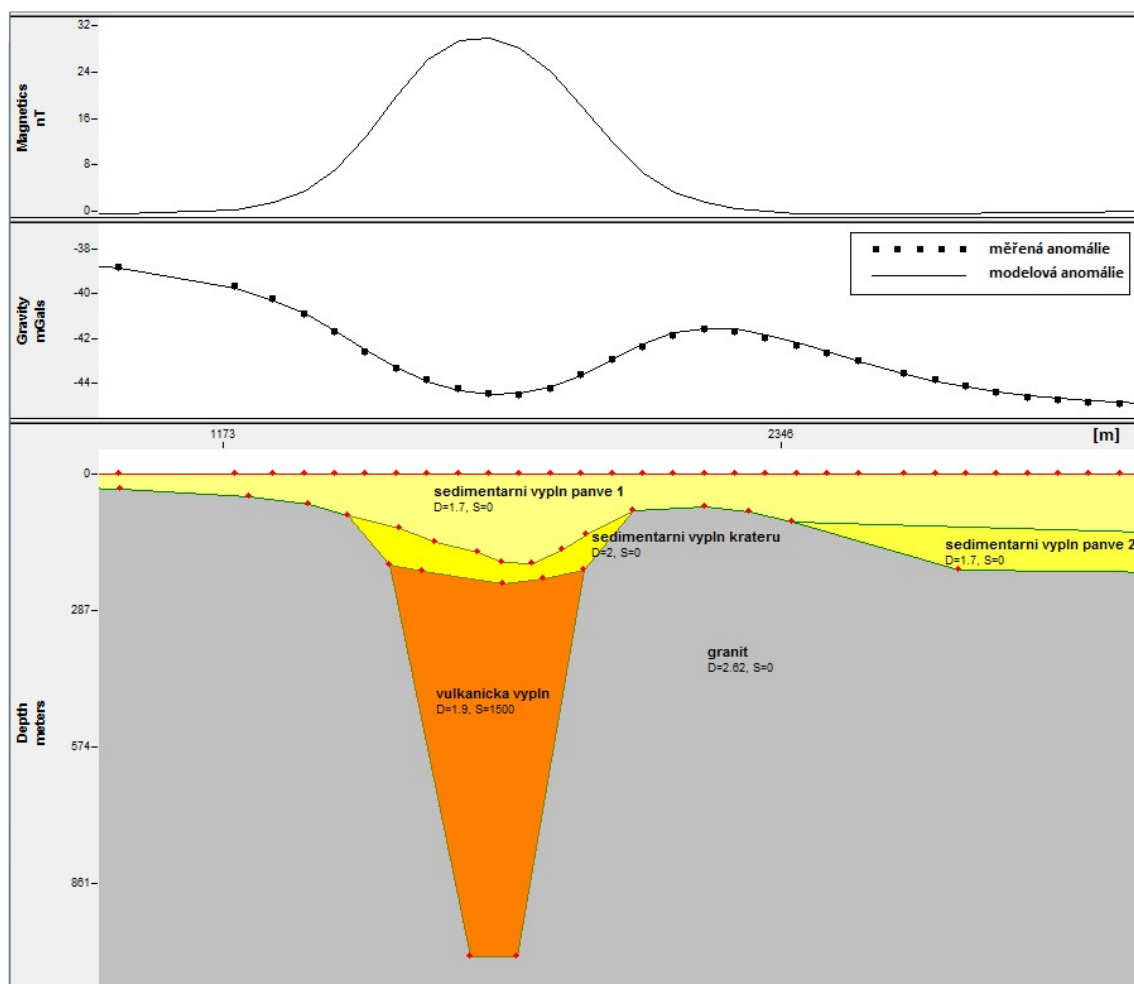
V modelu **(A)** na obr. 26 byl jako krystalinická hornina dle Dobeše, Hercoga a Mazáče (1986) použit smrčinský granit, pro nějž byla zvolena hustota 2.62 g cm^{-3} . Hustota vulkanické výplně diatrémy byla s přihlédnutím k práci Mrliny et al. (2009) zvolena 1.9 g cm^{-3} . Horní části sedimentární výplně byla přiřazena hodnota 1.7 g cm^{-3} , hlubší výplně 2.2 g cm^{-3} . Hodnota sedimentární výplně původního kráteru byla zvolena 2 g cm^{-3} .



Obr. 26 - model (A): testovací profil ve směru Z-V (azimut 90°). Chyba modelové křivky je 0.057 mGal . Hustota sedimentární výplně pánve: vrchní část 1.7 g cm^{-3} , spodní část 2.2 g cm^{-3} ; hustota sedimentární výplně kráteru: 2 g cm^{-3} ; hustota diatrémy: 1.9 g cm^{-3} ; hustota granitu: 2.62 g cm^{-3} ; magnetická susceptibilita sedimentární výplně pánve kráteru a granitu: $0 \times 10^{-6} \text{ CGS}$; magnetická susceptibilita diatrémy: $1500 \times 10^{-6} \text{ CGS}$. Diatréma o průměru zhruba 400 m ve svrchní části a hloubce 900 m vzhledem k původnímu povrchu.

Diatréma dosahuje ve své horní části šířky zhruba 400 m a hloubky zhruba 900 m vzhledem k původnímu povrchu. Diatrému lze modelovat mnohem hlubší, ovšem účinek na povrchu se již prakticky nemění. Výsledný model **(A)** tak dokládá, že diatrému s reálnými hustotními a tvarovými parametry lze považovat za přípustnou. Stejně jako v práci Dobeše, Hercoga a Mazáče (1986) se však hustoty sedimentů jeví velmi nízké.

Při modelování je však třeba počítat s reálnou hloubkou samotné chebské pánve. Ta by s přihlédnutím k obrázku XX neměla příliš přesahovat 200 m. Model **(A)** na obr. 26 však toto kritérium výrazně překračuje. Hloubka pánve zde dosahuje více než 300 m. Pro dosažení reálné očekávané hloubky byl vytvořen model **(B)**, znázorněný na obr. 27. V tomto modelu již však musela být použita hustota v celé této části pánve 1.7 g cm^{-3} .

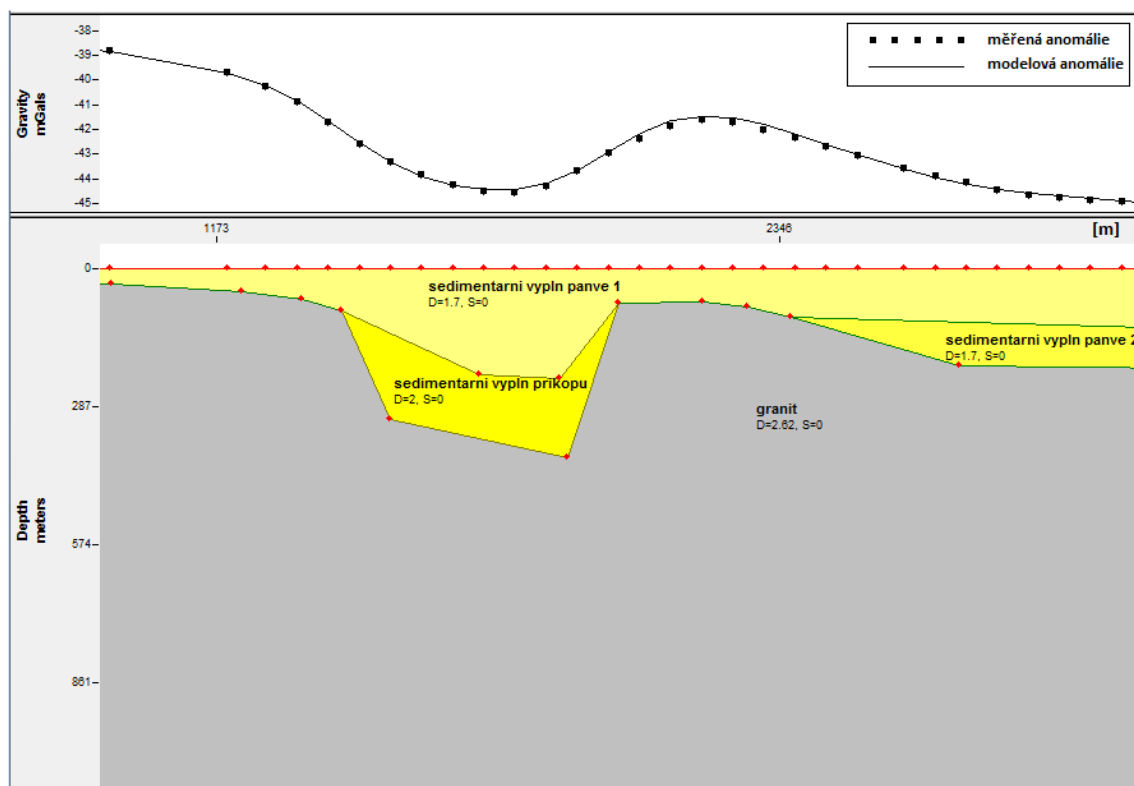


Obr. 27 - model (B): shodné parametry s modelem **(A)**, změněna pouze hloubka pánve ve východní oblasti a hustota sedimentární výplně spodní části pánve byla změněna z 2.2 na 1.7 g cm^{-3} . Chyba modelové křivky je 0.079 mGal .

Model **(A)**, resp. model **(B)** jsou současně testovacími modely pro magnetický účinek zájmové struktury. Mrlina et al. (2009) volí na lokalitě Mýtina hodnotu susceptibility vulkanické výplně diatrémy 1000×10^{-6} CGS vzhledem k okolnímu krystaliniku tvořenému fylity. Dle Švancary et al. (2000) jsou tyto fylity vysoce magnetické vzhledem k zvýšenému obsahu magnetitu. Proto byla v případě Žirovic zvolena testovací relativní hodnota magnetické susceptibility vulkanické výplně diatrémy 1500×10^{-6} CGS vzhledem k okolnímu slabě magnetickému granitu. Takového těleso by způsobovalo magnetickou anomálii o velikosti zhruba 30 nT, což je vzhledem k lokalitě Mýtina poměrně nízká hodnota. Vulkán na Mýtině způsobuje magnetickou anomálii zhruba 100–150 nT (obr. 14). Tato skutečnost je způsobena tím, že vulkán na Mýtině je kvartérního stáří, diatréma se proto nachází relativně mělce pod povrchem.

Nízká hodnota 30 nT očekávaného účinku diatrémy v Žirovicích však může být zdrojem značných komplikací. Dle obr. 4 se hodnoty anomálního magnetického pole v okolí Žirovic pohybují v rozmezí zhruba 0 až 50 nT. Nelze proto vyloučit, že magnetický účinek diatrémy může být vzhledem k účinku okolních těles slabě čitelný, případně úplně nerozeznatelný.

Na obr. 28 se nachází model **(C)**, tektonicky zaklesnutý blok dle představy Dobeše, Hercoga a Mazáče (1986). Takto vzniklý příkop o šířce zhruba 500 m dosahuje hloubky 300 až 400 m, jeho spodní polovinu vyplňuje sediment o hustotě 2 g cm^{-3} , horní polovinu sediment o hustotě 1.7 g cm^{-3} . V případě tohoto modelu se předpokládá magnetický účinek sedimentární výplně příkopu vzhledem k okolnímu granitu jako zanedbatelný.

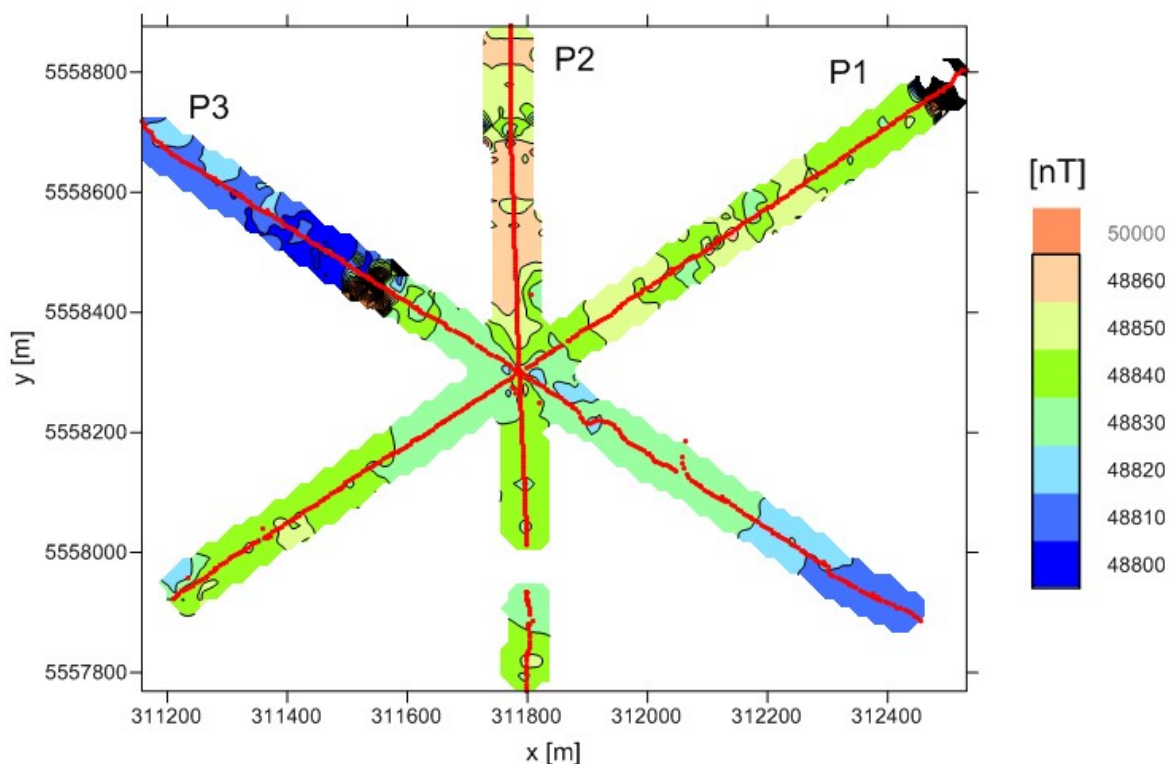


Obr. 28 - model **(C)**: testovací profil ve směru Z-V (azimut 90°). Chyba modelové křivky je 0.077 mGal. Hustota sedimentární výplně celé pánve: 1.7 g cm^{-3} ; hustota sedimentární výplně příkopu: 2 g cm^{-3} ; hustota granitu: 2.62 g cm^{-3} .

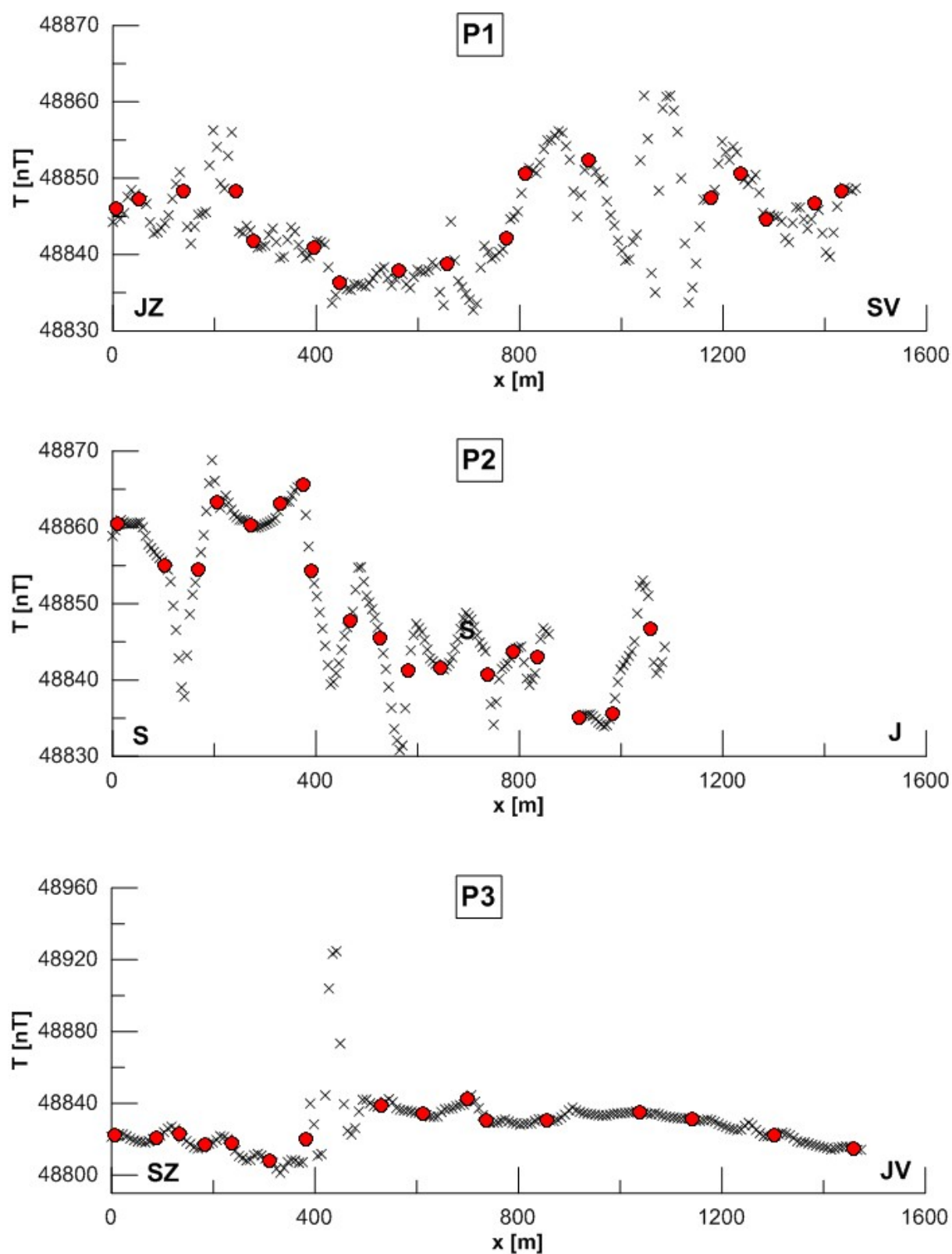
Modely **(A)**, **(B)** a **(C)** jasně demonstrují nejednoznačnost obrácené úlohy, se kterou se setkáváme i v jiných geofyzikálních metodách. Tyto modely dokumentují, že gravimetrickou anomálii lze reálně interpretovat jako vulkanickou diatrému, ale také jako tektonicky vzniklý příkop.

Předpokladem pro vyloučení možnosti tektonicky vzniklého příkopu a potvrzení vulkanické diatrény je přítomnost výrazné magnetické anomálie. Profil P5 ve směru Z-V byl však vytyčen až v květnu r. 2015, kdy byla většina plochy západní poloviny anomálie vzhledem zemědělským plodinám neprostupná. Získané datové pokrytí se pro uspokojivou interpretaci jeví jako nedostatečné.

Vzhledem ke skutečnosti, že opakovaná magnetometrická měření neprokázala chybu v předešlém měření v roce 2014, byla interpretace S-J profilu doplněna o původní magnetometrická data z profilu P3. Profily P1, P2 a P3 jsou zároveň jediné interpretačně použitelné profily vzhledem nedostatečnému pokrytí profily P4 a P5. Magnetometrická mapa profilů P1, P2 a P3 je znázorněna na obr. 29. Pro účely modelování byly naměřené křivky shlazený dle subjektivního pocitu, což se jeví mnohem lepší než užití matematicky definované křivky. Měření na jednotlivých profilech je zobrazeno na obr. 30.

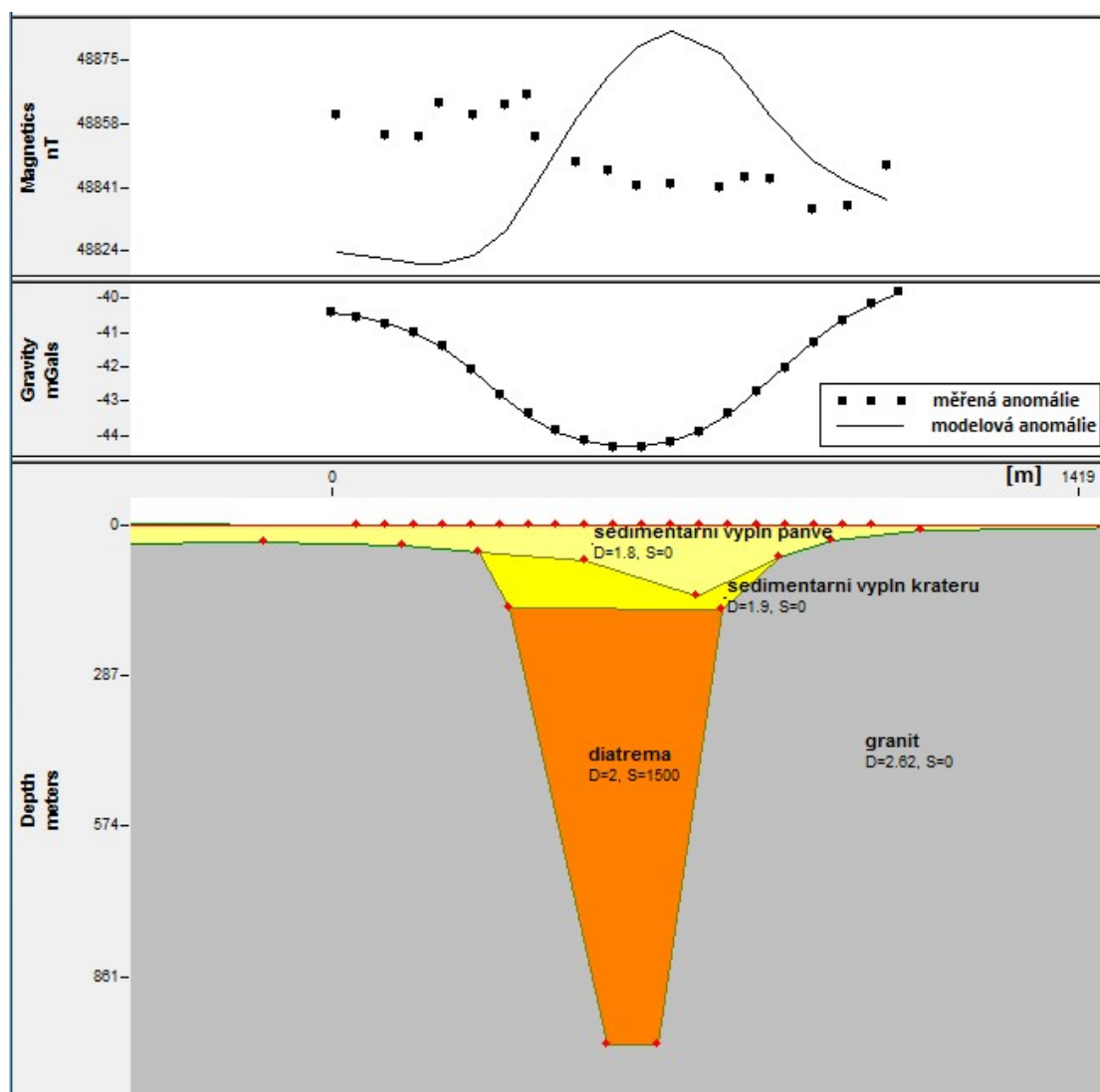


Obr. 29: Mapa magnetometrických anomálií profilů P1, P2 a P3 vytvořená v programu Surfer. Červené tečky představují jednotlivá měření s krokem zhruba 2 m. Hodnoty anomálního pole se pohybují v rozmezí 60 nT. Pouze na profilu P3 se nachází výrazná lokální magnetická anomálie neznámého původu o velikosti přesahující 1000 nT. Pravděpodobně se jedná o rušení negeologického původu.



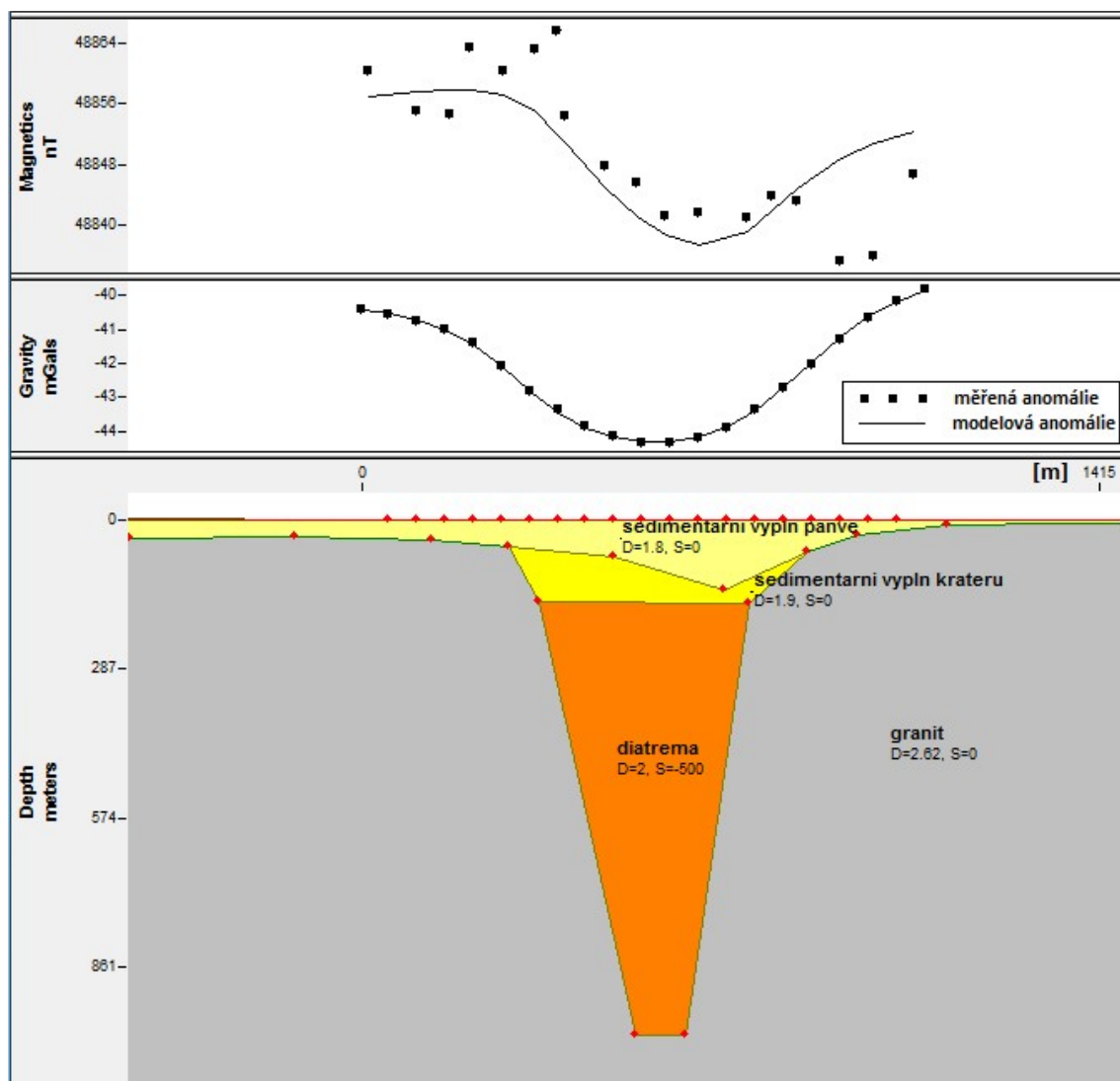
Obr. 30: Magnetometrické měření na profilech P1, P2 a P3 vytvořená v programu Grapher. Černé křížky představují měřená data, červená kolečka hodnoty použité pro modelování.

Model **(D)** na obr. 31 vychází z tvarových, hustotních i magnetických parametrů vulkanické diatrémy modelů **(A)** resp. **(B)**. Hustota sedimentární výplně kráteru je 1.9 g cm^{-3} , hustota sedimentární výplně pánve je 1.8 g cm^{-3} . Překvapivým poznatkem je porovnání měřených magnetometrických dat s anomálií předpokládané struktury. Tento model ukazuje, že vulkanická diatréma by se na S-J profilu vyznačovala zápornou magnetickou anomálií na severní straně a kladnou magnetickou anomálií na straně jižní. Rozpětí mezi kladnou a zápornou anomálií by tvořilo 60 nT. Rozdílný tvar anomálie vzhledem k modelům **(A)** a **(B)** na Z-V profilu je očekávaný a souvisí s inklinací magnetického pole země. Skutečné měřené rozpětí hodnot je však zhruba poloviční. To by značilo, že susceptibilita diatrémy musí být mnohem nižší. Zároveň lze pozorovat, že měřená data ukazují kladnou anomálii na severní straně a zápornou anomálii na straně jižní. To by dokonce znamenalo, že susceptibilita zájmového tělesa musí být **záporná** vzhledem k okolní hornině.



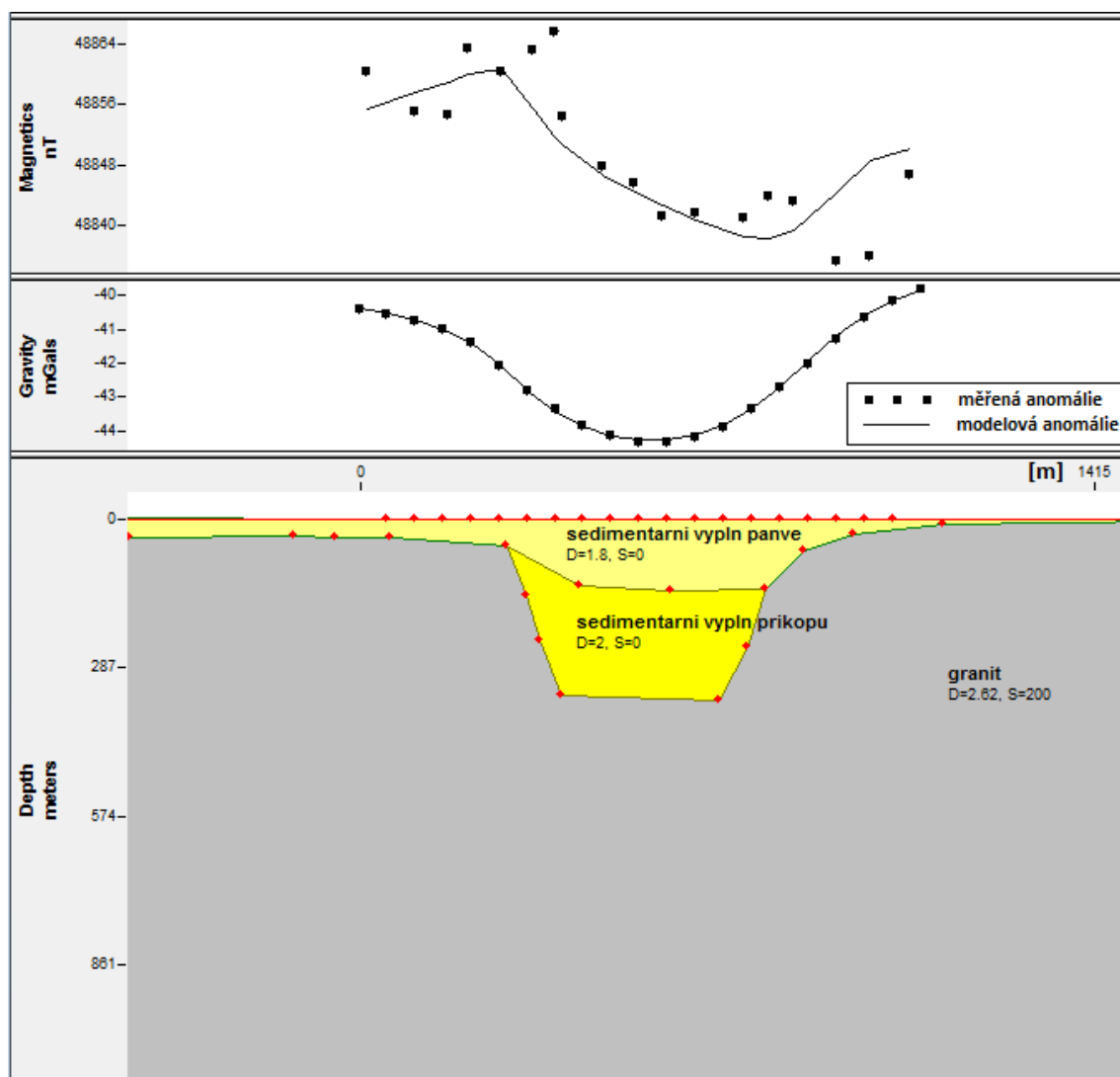
Obr. 31 - model (D): Profil P2, řez ve směru S-J (azimut 180°). Chyby modelových křivek jsou 0.050 mGal resp. 29.18 nT. Hustota sedimentární výplně pánve: 1.8 g cm^{-3} ; hustota sedimentární výplně kráteru: 1.9 g cm^{-3} ; hustota diatrémy: 2 g cm^{-3} ; hustota granitu: 2.62 g cm^{-3} ; magnetická susceptibilita sedimentární výplně pánve, kráteru a granitu: $0 \times 10^{-6} \text{ CGS}$; magnetická susceptibilita diatrémy: $1500 \times 10^{-6} \text{ CGS}$. Diatréma o průměru zhruba 400 m ve svrchní části a hloubce 900 m vzhledem k původnímu povrchu.

Model (E) na obr. 32 ukazuje, že pro shodu s měřenou magnetometrickou anomálií je třeba diatrémě přiřadit účinek zhruba -500×10^{-6} CGS vzhledem k okolní hornině. Je třeba počítat s možnou nižší, či dokonce velmi nízkou bazicitou (a sní spojenou nízkou magnetickou susceptibilitou) magmatu, které by diatrému vytvořilo. S jistotou lze však vyloučit, že by se diatréma projevovала o 500×10^{-6} CGS nižší susceptibilitou než okolní slabě magnetický granit.



Obr. 32 - model (E): Shodné parametry s modelem (D), susceptibilita diatrémy změněna na -500×10^{-6} CGS vzhledem k okolním horninám. Chyby modelových křivek jsou 0.051 mGal resp. 6.85 nT.

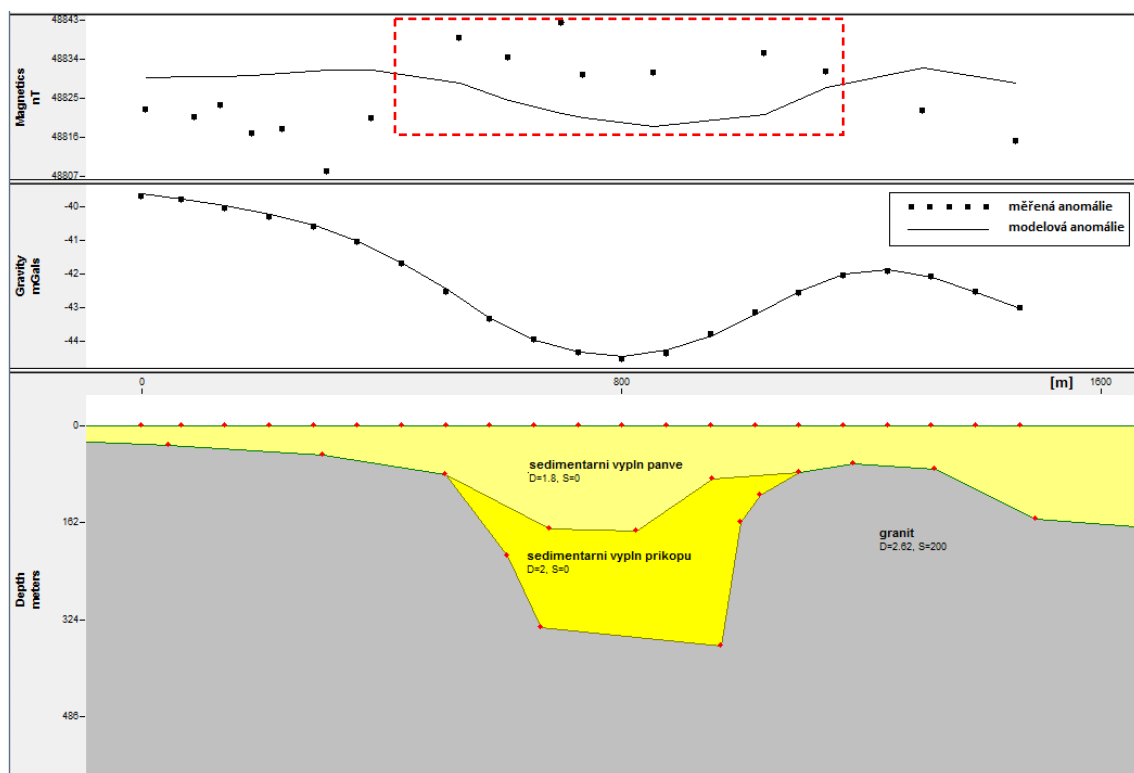
V tomto případě se mnohem pravděpodobnější než vulkanická diatréma jeví varianta tektonicky vzniklého příkopu. Model (F) na obr. 33 představuje tektonicky vzniklý příkop šířky zhruba 400 m a hloubky přibližně 350 m. Pro okolní granit byla zvolena hodnota magnetické susceptibility 200×10^{-6} CGS vzhledem k sedimentům vyplňujícím tektonickou depresi, jimž byla přiřazena nulová hodnota. Ačkoliv jsou dle Švancary et al. (2000) granity smrčinského plutonu málo magnetické, zvolené hodnoty odpovídají průměrným horninovým susceptibilitám granitů a pískovců dle tabulky 2 (kap. 6.1.).



Obr. 33 - model (F): Profil P2, řez ve směru S-J (azimut 180°). Chyby modelových křivek jsou 0.057 mGal resp. 6.02 nT. Hustota sedimentární výplně pánve: 1.8 g cm^{-3} ; hustota sedimentární výplně příkopu: 2 g cm^{-3} ; hustota granitu: 2.62 g cm^{-3} ; magnetická susceptibilita sedimentární výplně pánve i příkopu: 0×10^{-6} CGS; magnetická susceptibilita granitu: 200×10^{-6} CGS. Příkop o rozměrech zhruba $400 \times 400 \text{ m}$ a hloubce 350 m.

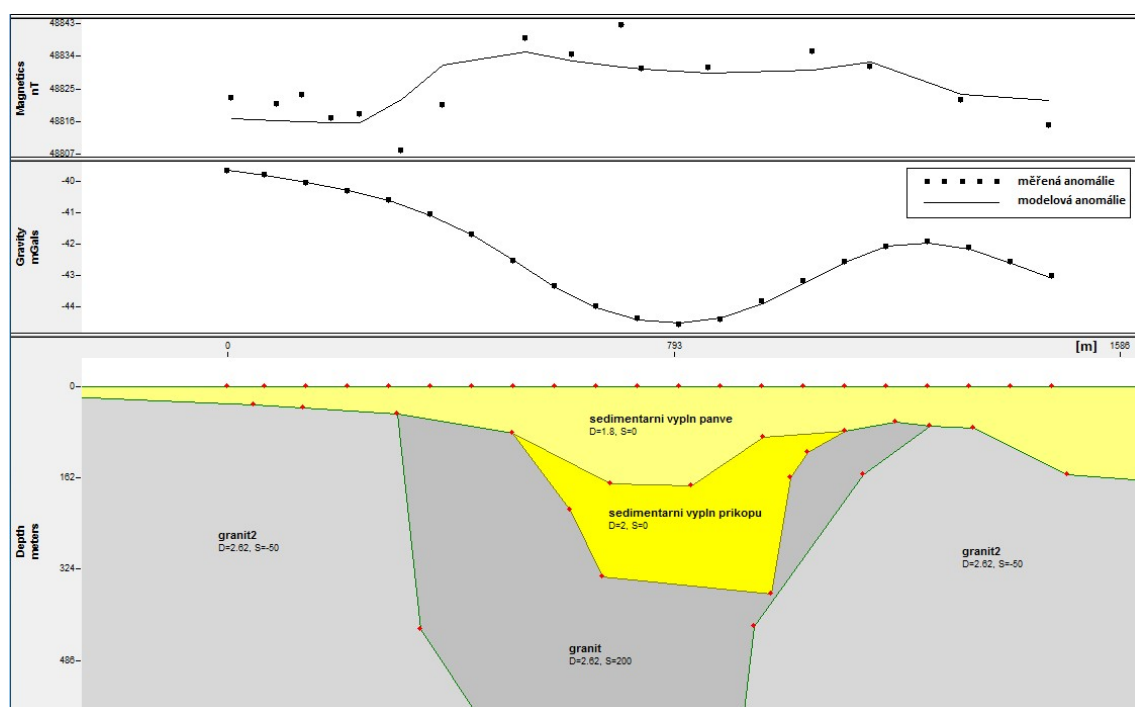
Model S-J řezu žirovickou anomálií tedy na základě gravimetrických a magnetometrických dat značně podporuje myšlenku, že se jedná o tektonicky vzniklý příkop. V takovém případě bychom na Z-V profilu očekávali zápornou magnetometrickou anomálii s minimem zhruba nad středem gravimetrické anomálie. Ale vzhledem k nedostatečnému datovému pokrytí Z-V profilu lze tuto představu v současné době ověřit pouze analýzou profilů P1 (SV-JZ) a P3 (SZ-JV). Z pohledu na obr. 29, resp. obr. 30 je však zřejmé, že profil P3 na rozdíl od profilů P1 a P2 indikuje spíše přítomnost kladné magnetické anomálie.

Model **(G)** profilu P3 je zobrazen na obr. 34. Jsou zde zachovány hustotní i magnetické parametry a přibližné rozměry modelu (F). Z prvního pohledu je patrné, že modelová magnetické anomálie se s měřenými daty neshoduje. I přesto lze v červeně vyznačené oblasti pozorovat lokální minimum naměřené anomálie, kopírující tvar modelové křivky.



Obr. 34 - model (G): Profil P3, řez ve směru SZ-JV (azimut 125°). Chyby modelových křivek jsou 0.063 mGal resp. 12.75 nT. Hustota sedimentární výplně pánve: 1.8 g cm^{-3} ; hustota sedimentární výplně příkopu: 2 g cm^{-3} ; hustota granitu: 2.62 g cm^{-3} ; magnetická susceptibilita sedimentární výplně pánve i příkopu: $0 \times 10^{-6} \text{ CGS}$; magnetická susceptibilita granitu: $200 \times 10^{-6} \text{ CGS}$. Příkop o rozměrech zhruba $400 \times 400 \text{ m}$ a hloubce 350 m. Červeně vyznačená oblast ukazuje podobný trend lokálního minima naměřené anomálie s trendem modelové křivky.

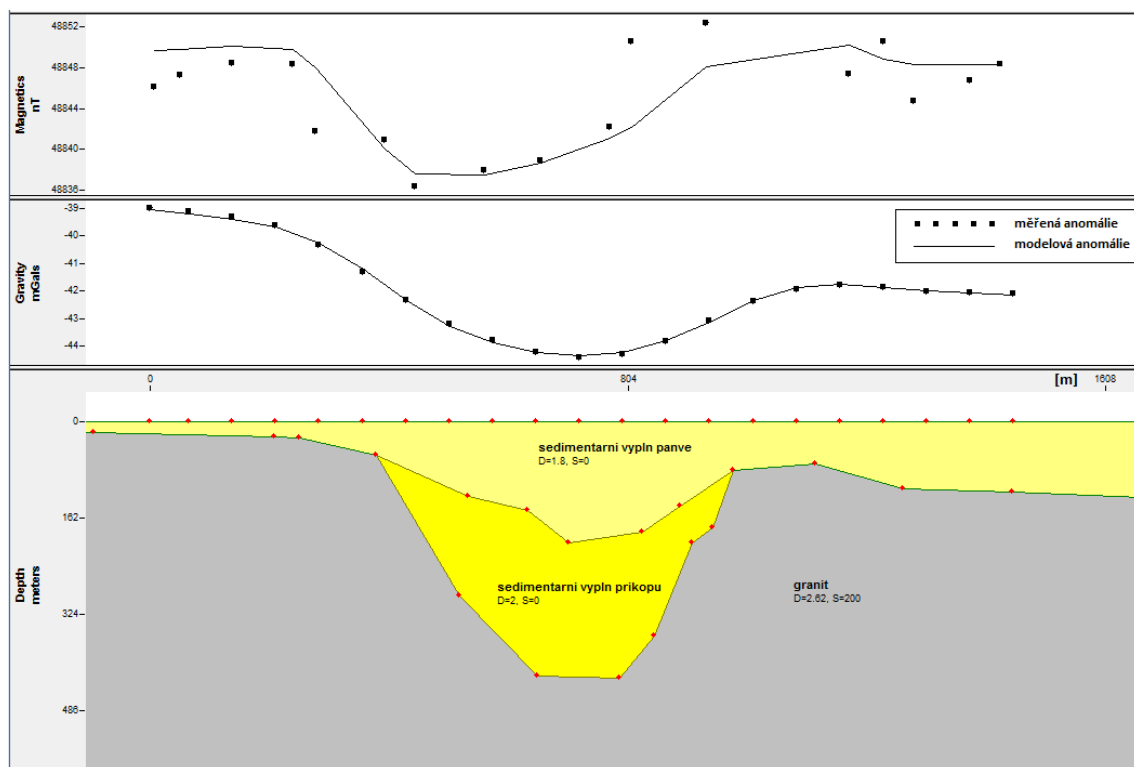
Dosažení výraznější shody modelové anomálie s měřenými daty profilu P3 by vyžadovalo značný zásah do hodnot magnetické susceptibility v okolí modelované struktury, což by však bylo v rozporu s parametry modelu **(F)** profilu P2. Variantou, jak této shody dosáhnout, je nepředpokládat konstantní magnetickou susceptibilitu krystalinické horniny v okolí příkopu. Modelu **(H)** na obr. 35 byla ponechána nulová magnetická susceptibilita sedimentů a hodnota 200×10^{-6} CGS pro přiléhající granit. Navíc zde však bylo nutné zavést granitoidní těleso „granit2“ s relativní magnetickou susceptibilitou -50×10^{-6} CGS vzhledem k sedimentární výplni. Tento model by navíc podporoval předpokládanou nízkou susceptibilitu smrčinského granitu a hodnota magnetické susceptibility 200×10^{-6} CGS by se v blízkosti příkopu dala označit jako anomální vzhledem hodnotám okolního krystalinika.



Obr. 35 - model (H): Profil P3, řez ve směru SZ-JV (azimut 125°). Chyby modelových křivek jsou 0.040 mGal resp. 6.42 nT. Hustota sedimentární výplně pánve: 1.8 g cm^{-3} ; hustota sedimentární výplně příkopu: 2 g cm^{-3} ; hustota granitu i „granitu2“: 2.62 g cm^{-3} ; magnetická susceptibilita sedimentární výplně pánve i příkopu: 0×10^{-6} CGS; magnetická susceptibilita granitu: 200×10^{-6} CGS; magnetická susceptibilita „granitu2“: -50×10^{-6} CGS. Příkop o rozměrech zhruba $400 \times 400 \text{ m}$ a hloubce 350 m.

Je zřejmé, že účinek tělesa „granit2“ by se musel promítnout též do modelu (F) profilu P2, ve kterém však nebyl zohledněn. Nelze ale odhadnout, do jaké míry by tomu tak bylo. Pro řešení této úlohy se modelování 2.75 D ukazuje jako nedostatečné a bylo by třeba použít složité a náročné 3D modelování, které by vyžadovalo hustější síť magnetometrických měření.

Posledním profilem dostatečně pokrytým magnetometrickými daty je profil P1, jemu příslušný model (I) je zobrazen na obr. 36. Hustotní, magnetické i rozměrové parametry odpovídají modelu (F).



Obr. 36 - model (I): Profil P1, řez ve směru JZ-SV (azimut 55°). Chyby modelových křivek jsou 0.054 mGal resp. 3.28 nT. Hustota sedimentární výplně pánve: 1.8 g cm^{-3} ; hustota sedimentární výplně příkopu: 2 g cm^{-3} ; hustota granitu: 2.62 g cm^{-3} ; magnetická susceptibilita sedimentární výplně pánve i příkopu: $0 \times 10^{-6} \text{ CGS}$; magnetická susceptibilita granitu: $200 \times 10^{-6} \text{ CGS}$. Příkop o rozměrech zhruba $400 \times 400 \text{ m}$ a hloubce 400 m.

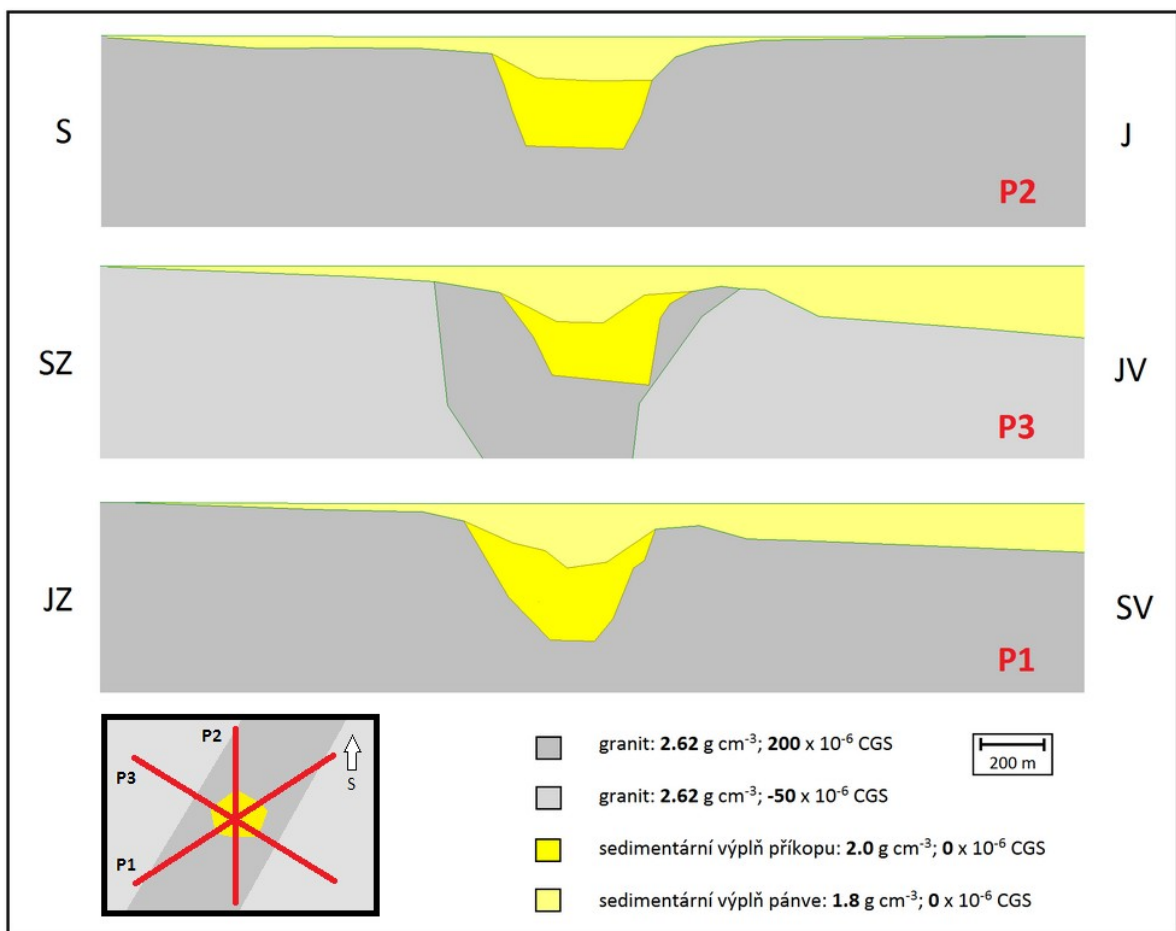
10. Diskuze

Modely profilů P1, P2 a P3 naznačují přítomnost tektonicky vzniklé propadliny v krystaliniku tvořeném granitem o hustotě 2.62 g cm^{-3} . Rozměry propadliny se pohybují kolem $400 \times 400 \text{ m}$ při hloubce $300\text{--}400 \text{ m}$. Taková propadlina by byla vyplněna sedimenty o hustotě 2 g cm^{-3} , na níž by nasedaly sedimenty chebské pánve o hustotě 1.8 g cm^{-3} .

V případě profilů P1 a P2 je propadlina zaklesnuta do granitu o relativní magnetické susceptibilitě $200 \times 10^{-6} \text{ CGS}$ vzhledem k sedimentární výplni. V případě profilu P3 je však tento granit z obou stran omezen granitem o relativní magnetické susceptibilitě $-50 \times 10^{-6} \text{ CGS}$ vzhledem k sedimentární výplni.

Přehled vertikálních řezů profily P1, P2 a P3 je zobrazen na obr. 37. Odlišnost řezu profilem P3 od profilů P1 a P2 lze vysvětlit tak, že vodivější granit vytváří protáhlou strukturu ve směru SSV-JJZ. Pro takovouto skokovou změnu magnetické susceptibility granitu však není žádné vysvětlení. Nabízí se proto možnost, že se jedná o mladší magmatické horniny. Vytvoření takovéto struktury však není příliš pravděpodobné. Interpretaci by výrazně mohl pomoci profil ve směru Z-V.

Vzhledem k tomu, že magnetometrická anomálie s vysokou pravděpodobností vylučuje přítomnost vulkanické struktury, jeví se varianta tektonicky zaklesnutého bloku jedinou možnou variantou. Pro vysvětlení určitých nejasností profilu P3 (SZ-JV) je současné množství dat nedostatečné. Horizontální řez na obr. 37 je založen pouze na dostupných datech a nelze ho považovat za prokazatelný.



Obr. 37: Vertikální řezy profily P1, P2 a P3 s absolutními hustotními parametry a relativními parametry magnetické susceptibility.

11. Závěr

Cílem diplomové práce bylo na základě gravimetrického a magnetometrického průzkumu ověřit přítomnost a případně určit bližší parametry vulkanické struktury typu maar-diatréma na lokalitě Žírovice u Františkových Lázní.

Ačkoliv výrazná izometrická anomálie přítomnosti vulkanické struktury silně nasvědčovala, analýza magnetometrické anomálie existenci vulkanické struktury nepotvrdila, naopak ji s velkou pravděpodobností vyvrátila.

Anomálie již byla v r. 1986 interpretována jako tektonicky zaklesnutý blok (Dobeš, Hercog a Mazáč, 1986). Tektonický mechanismus, který by vytvořil takto izometrickou anomálii, se zdá být komplikovaný, avšak připuštění této varianty bylo jedinou možností, jak lze naměřená data interpretovat.

V programu GM-SYS byly vytvořeny tři 2.75 D řezy ve směru S-J, SZ-JV a SV-JZ. Dva z těchto řezů poměrně přesvědčivě dokazují, že se jedná o tektonicky vzniklou propadlinu v granitoidním krystaliniku. Propadlina o rozměrech zhruba 400 x 400 m a hloubce 300–400 m by měla být vyplněna sedimenty o hustotě $1.8\text{--}2\text{ g cm}^{-3}$ a relativní magnetické susceptibilitě -200×10^{-6} CGS (-2.5×10^{-3} SI) vzhledem k okolnímu granitu. Do profilu ve směru SZ-JV je však nutno navíc zavést granit o nižší susceptibilitě, což neodpovídá předchozím dvěma profilům. Vysvětlení by mohl poskytnout chybějící profil směru Z-V, jež však nemohl být vzhledem k přítomnosti zemědělských plodin dostatečně změřen.

Velikost magnetické anomálie se pohybuje v rozsahu 20–30 nT. Pro takto nízké hodnoty by i vzhledem k možné složité tektonické stavbě této struktury bylo vhodné použít hustší síť měření a úplné 3D modelování. Zároveň by cenné informace mohly poskytnout seismické metody či geoelektrické kombinované profilování.

Zajímavým faktem stále zůstává nízká předpokládaná hustota sedimentární výplně propadliny a přilehlé části pánve. Průměrné hodnoty hustoty sedimentů chebské pánve jsou zhruba o 0.4 g cm^{-3} vyšší než hustoty použité v modelech. To však může být způsobeno tím, že se zkoumaná oblast nachází na okraji této pánve.

I s přihlédnutím k práci Dobeše, Hercoga a Mazáče (1986) lze za zdroj žírovické anomálie stále považovat tektonicky vzniklou propadlinu.

12. Seznam použité literatury

Dobeš, M., Hercog, F., Mazáč, O., 1986. Die geophysikalische Untersuchung der hydrogeologischen Strukturen im Cheb-Becken. (Geofyzikální průzkum hydrogeologických struktur v chebské pánvi). Sbor. geol. Věd, užitá Geofyz., 21, 117–158. ISSN 0036-5319

Fischer, T., Horálek, J., Hrubcová, P., Vavryčuk, V., Bräuer, K., Kämpf, H., 2014. Intra-continental earthquake swarms in West-Bohemia and Vogtland: A review. Tectonophysics, 611, 1–27.

Geologická encyklopedie on-line, <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl>, 1. 5. 2015

Geophysical Software Solutions <http://www.geoss.com.au/>, 20. 7. 2015

Google – Mapy, <https://www.google.cz/maps/>, 7. 7. 2015

Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z., 2011. Geologická minulost České republiky. Nakladatelství Academia, Praha, 2. vydání, 436. ISBN 978-80-200-1961-5.

Junák, J., 2010. Gravimetria. Slovenská technická univerzita, Bratislava, 131. ISBN 978-80-227-3254-3.

Kachlík, V., 2003. Geologický vývoj území České republiky, Praha: SURAO, 65.

Kereszturi, G., Németh, K., 2013. Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. InTech, Updates in Volcanology - New Advances in Understanding Volcanic Systems, 88.

Lorenz, V., 2003. Maar-Diatreme Volcanoes, their Formation and their Setting in Hard-rock or Soft-rock Environments. GeoLines, 15, 72–83.

Mareš, S., Gruntorád J., Hrách S., Karous M., Marek F., Matolín M., Skopec J., Válek R., 1979. Úvod do užití geofyziky, Nakladatelství technické literatury, Praha, 591.

Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J., 1983. Geologie ČSSR I, Český masív. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 336.

Mrlina, J., Kämpf, H., Kroner, C., Mingram, J., Stebich, M., Brauer, A., Geissler, W. H., Kallmeyer, J., Matthes, H., Seidl, M., 2009. Discovery of the first Quaternary maar in the Bohemian Massif, Central Europe, based on combined geophysical and geological survey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182, 97–112.

Mrlina, J., 2008. Special processing technique for high accuracy gravity data of gravity networks and microgravity. – *Proc. Int. Symp. Terrestrial Gravimetry: Static and Mobile Measurements*. Elektropribor, St.Petersburg, Russia, August 20-23, 2007, p. 222-225.

Pešek, J., Rojík, P., Dašková, J., Fejfar, O., Krásný, J., Kvaček, Z., Sýkorová, I., Teodoridis, V., 2010. Terciérní pánve a ložiska hnědé uhlí České republiky. *Česká geologická služba*, 206–229.

Petránek, J., 1993. *Malá encyklopedie geologie*. JIH – České Budějovice, 246. ISBN 80-900351-2-4

Švancara, J., Gnojek, F., Hubatka, F., Dědáček, K., 2000. Geophysical Field Pattern in the West Bohemian Geodynamic Active Area. *Studia geoph. et geod.*, 44, 307–326.

Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. ISBN 0-521-32693-1.